



THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

par

Hervé GILLET

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité: GEOSCIENCES MARINES

**LA STRATIGRAPHIE TERTIAIRE ET LA
SURFACE D'EROSION MESSINIENNE SUR LES
MARGES OCCIDENTALES DE LA MER NOIRE :
STRATIGRAPHIE SISMIQUE HAUTE RESOLUTION**

Soutenue le 19 Novembre 2004, devant un Jury composé de :

Jean-Pierre SUC
Nicolae PANIN
Jean-Loup RUBINO
Jacques DEVERCHERE
Jean-Pierre REHAULT
Gilles LERICOLAIS
George CLAUZON
Corneliu DINU

Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Directeur de thèse
Encadrant scientifique
Personnalité invitée
Personnalité invitée

Remerciements

REMERCIEMENTS

J'ai vécu ma thèse à la fois comme une formidable aventure scientifique et un défi personnel, dont je garderai, je pense, un souvenir impérissable. Au cours de cette expérience faite de recherches passionnantes, mais aussi de doutes et d'inévitables revirements de situation, je me suis senti en permanence soutenu par de nombreuses personnes : chercheurs, enseignants, collègues, amis, proches et parents. Leurs conseils, leur confiance, leur amitié ont largement contribué à l'aboutissement de cette entreprise ambitieuse, c'est pourquoi je tiens ici à tous les remercier.

Tout a commencé par ma rencontre avec Eric Chaumillon. Entre la Ride méditerranéenne et la Longe de Boyard, c'est dans le sillage de ce surfeur agrégé, docteur et autodidacte de la sédimento-cotière, que mon intérêt pour les géosciences marines s'est transformé en véritable passion. Outre mes premiers embarquements, je lui dois mon premier contact avec les profils sismiques et autres cartes bathymétriques. Comme l'ont bien compris Gilles Lericolais et Jean-Pierre Rehault, qui lui ont fait un clin d'œil reconnaissant lors de ma soutenance, c'est lui qu'il faut remercier pour avoir su me convaincre de me lancer dans la réalisation d'une thèse. Sans lui, je n'en serais donc peut-être pas là aujourd'hui. Je lui souhaite tous mes vœux de réussite pour sa prochaine soutenance de HDR et espère pouvoir un de ces quatre le retrouver pour célébrer tout cela avec quelques vieux "Pirates du Pertuis".... les yeux Eric !!!

J'ai eu l'honneur d'être le dernier thésard de Jean-Pierre Rehault. Je tiens à le remercier de m'avoir fait confiance et de m'avoir proposé à l'issue de mon DEA d'encadrer mes futurs travaux de thèse. Alors qu'il m'avait déjà déniché un sujet et un financement en Corse, c'est en grande partie grâce aux efforts de Jean-Pierre, que j'ai pu finalement bénéficier d'une bourse MENRT pour me lancer dans cette thèse à l'Ifremer. Chaque fois que je passais le "grillage", je savais que je pouvais compter sur son soutien, sur son expérience et sur ses précieux conseils. Prochainement retraité, je saute sur l'occasion pour lui souhaiter de profiter un maximum de ce repos bien mérité.

Pour compléter le trio, je ne peux oublier Gilles "Le riz collé". Ce célèbre scientifique ifremerien m'a avant tout donné les moyens de faire cette thèse : un sujet, un labo, des données. Mais j'ai rapidement compris que ce spécimen de *Geologus Commicus Commicus* avait beaucoup plus que cela à m'offrir : son humour et sa gentillesse bien sûr, mais aussi son expérience de la géologie marine et sa connaissance de l'outil sismique. Outre mon embarquement sur la mission BlaSON 2 sur le Suroît, je lui dois mon (laborieux ?) apprentissage de la stratigraphie séquentielle. Lorsque je rentrais dans son bureau (vue imprenable sur l'océan) avec une question précise, j'en ressortais toujours avec la réponse et, en prime, une nouvelle blague ou un superbe calembour pour mon répertoire. J'espère que Gilles, porté par son ambition et ses nombreuses apparitions télévisées vers des responsabilités de plus en plus prenantes, pourra cependant continuer à user de son sens scientifique auprès des étudiants de la salle de dépouillement du labo de sédimento.

Remerciements

Je tiens également à remercier chacun des membres du Jury de ce Vendredi 19 Novembre 2004 :

Jean-Pierre Suc et Georges Clauzon, inséparables complices, comptent parmi les rares personnes qui ont osé se lancer, en connaissance de cause, dans l'aventure de la "crise messinienne" en Paratéthys orientale. Leur travaux m'ont guidé au travers des méandres de la stratigraphie paratéthysienne et j'ai pu grâce à leurs trouvailles du bassin Dacique éviter les pièges tendus par les capricieux Pontien et autres Sarmatien. Mes nombreuses rencontres avec Jean-Pierre Suc, à Brest et ailleurs, ont toujours été l'occasion de discussions constructives. Je le remercie également ici pour ses remarques et corrections avisées faites sur mon manuscrit. Merci à Georges Clauzon d'avoir accepté, malgré son statut de jeune retraité, de participer en tant qu'invité à mon Jury de soutenance. L'excursion menée par ce grimpeur infatigable sur les Gilbert Delta du Roussillon restera l'un de mes meilleurs souvenirs de terrain.

Je remercie Jean-Loup Rubino d'avoir fait de mon manuscrit son livre de chevet, le temps d'un camp de terrain. Je le remercie également d'avoir pris le temps, entre deux avions, de passer à Brest pour participer à ce Jury. Son rapport est une mine de remarques pertinentes qui devraient motiver de nouvelles investigations sur le pourtour de la mer Noire. Enfin, je le remercie de nous avoir fourni le positionnement exact des forages roumains que nous avons utilisés.

Je remercie Jacques Deverchère d'avoir accepté de présider ce Jury et ce malgré un emploi du temps alors particulièrement chargé.

Enfin, je tiens à remercier Nicolas Panin et Corneliu Dinu, mes deux principaux informateurs roumains. Nicolas Panin, grâce à sa parfaite connaissance de la zone, a fourni un rapport critique, indispensable contrepoids à notre pensée occidentale. Je remercie ici Corneliu Dinu pour sa présence à ma soutenance et surtout pour nous avoir permis d'accéder à des données pétrolières roumaines inédites (profils sismiques et forages).

Au cours de mon travail de recherche, j'ai pu bénéficier de l'aide de nombreux spécialistes. Je tiens à remercier Christian Seyve de chez Total avec qui j'ai mené une brève mais fructueuse collaboration. Je suis reconnaissant à Hugh Sinclair, Mickael Oates et John Woodside qui m'ont donné accès à quelques données supplémentaires inespérées. Je remercie les roumains Dan Jipa et Radu Olteanu qui ont su m'éclairer sur la stratigraphie et la chronostratigraphie du bassin Dacique. Pour l'intérêt qu'ils ont pu porter à mes travaux et pour les conseils qu'ils ont pu me donner, je tiens à adresser un grand merci au lillois Christian Gorini et aux brestois Serge Berné, Jean-Louis Olivet, Bruno Savoye, Jean-François Bourillet.

Du côté de Brest encore, lorsque j'avais besoin d'un coup de main ou d'un dépannage, j'ai toujours pu compter sur le personnel de l'IUEM et de L'Ifremer. A l'IUEM, je tiens à remercier particulièrement Dominique Gac pour l'efficacité de son aide dans mes recherches bibliographiques. Le personnel de l'UMR6538, Carole et les autres, m'a par ailleurs aidé efficacement dans la préparation logistique de ma soutenance. A l'Ifremer, je tiens à remercier l'ensemble du personnel de DRO/GM pour son accueil chaleureux et pour sa disponibilité. Ils m'ont tous un jour aidé d'une façon ou d'une autre. Hervé Nouzé s'est chargé de ma formation au traitement sismique et m'a par la suite dépanné de nombreuses fois. J'ai pu bénéficier des conseils et astuces du spécialiste local de GMT, Daniel Aslanian. Je remercie également Estelle Thereau, mon binôme pour le traitement des données BlaSON, Benoît Loubrieu et Eliane Le Drezen pour leurs précieux coups de main en cartographie et projection. Je ne peux oublier ici Pascal Pelleau, qui est un des plus sollicité en DRO/GM. Je le remercie pour toutes les semaines qui ont compté quatre mardis !!! Ne pouvant ici citer tout le monde, je remercie

Remerciements

une nouvelle fois tous ceux que j'ai pu côtoyer en salle de dépouillement ou près de la machine à café.

Parallèlement à ma thèse, j'ai été amené à enseigner à l'Université de Bretagne Occidentale dans le cadre du monitorat puis d'un contrat d'ATER. Je tiens particulièrement à remercier Jean Francheteau, directeur de l'école doctorale, qui m'a offert cette opportunité. Je remercie tous les collègues enseignants avec qui j'ai pu collaborer dans la préparation de TD ou sur le terrain, lors de sorties souvent très humides mais pas moins passionnantes. Merci donc à Pierre Thonon, Jean Le Menn, Corinne Tarits, Jean Francheteau encore, Hervé Bellon, Alain Coutelle, Joël Rolet, Martine Le Guen, Jean-Renée Darboux, Jean-Alix Barrat, Muriel Vidal, sans oublier Sylvie Milon, notre secrétaire si prévenante.

Je n'oublie pas bien sûr la bande d'étudiants, thésards, déjà docteurs ou en passe de l'être, et les habitués avec qui j'ai partagé les pauses café (ta pomme Didier), les fous rires, les soirées et autres bons moments à Brest, Bordeaux et Plouarzel. Un grand merci à Johanna, Cédric, Aurélien, Nathalie, Pierre, Fred et Lolotte, Anne, Mathieu, Cynthia, Simon, Bernard, Gwen, Isa, Nabil, Laurette, Didier et sa clique, P'tite Estelle, Germain, nos trois roumaines Irina, Gabriella et Corrina, et bien sûr Juan. Merci également à mes collègues d'outre grillage: William, Antoine, Carole, Anne, Philippe et Emmanuelle qui se sont révélés de terribles organisateurs de pot.

Enfin, j'adresse le plus grand merci à mes proches et à ma famille, à qui il en a coûté de trop brèves et trop rares visites. Un grand merci à ma femme Laetitia, ma plus fidèle supportrice, merci d'avoir accepté tant de sacrifices. Merci à mes deux gnomes : à Nathan pour sa patience et toutes les parties de "p'tits fantômes" interdites lorsque Papa monopolisait l'ordinateur ; à Tom pour m'avoir permis de m'évader dans la dernière et longue ligne droite. Merci à tous les trois pour leur amour sans borne.

Remerciements

TABLE DES MATIERES

Introduction	1
Problématiques	1
Objectifs	2
Méthodes	3
Organisation du mémoire	3
Partie I. Bilan des connaissances antérieures	5
Chapitre I-1. Présentation générale de la mer Noire	5
I-1.1. Situation et limites	5
I-1.2. Hydrologie	5
I-1.3. Physiographie	6
I-1.4. Contexte et principales caractéristiques géologiques	9
I-1.5. Evolution tectonique de la mer Noire	9
I-1.6. Stratigraphie de la mer Noire	14
I-1.7. Modèle stratigraphique et subsidence	19
Chapitre I-2. Présentation de la problématique	22
I-2.1. La Paratéthys	22
I-2.2. Les échelles stratigraphiques paratéthysienne et méditerranéenne, leur corrélation	32
I-2.3. Les réactions eustatiques de la Paratéthys à son évolution paléogéographique, i.e. : la problématique	37
Chapitre I-3. Un évènement atypique : la crise messinienne	40
I-3.1. La crise messinienne en Méditerranée	40
I-3.2. Des indices en faveur d'un évènement messinien en Paratéthys orientale	49
I-3.3. Le point sur la problématique du messinien en mer Noire	59
Chapitre I-4. Conclusion	61
Partie II. Données, traitements et méthodes d'interprétations	63
Chapitre II-1. L'origine des données	63
II-1.1. La sismique réflexion	64
II-1.2. Les forages	67
Chapitre II-2. La sismique multitrace Haute Résolution des missions BlaSON 1 et 2 : de l'enregistrement à la section sismique	70
II-2.1. Caractéristiques générales de la sismique réflexion HR	70
II-2.2. Acquisition des données multitraces HR BlaSON	70
II-2.3. Traitement des données multitraces HR BlaSON	71
II-2.4. Réalisation d'une carte de CDP.	75
II-2.5. Echelle verticale des profils sismique HR	75
Chapitre II-3. Méthodes de calage sismique / forages	76
II-3.1. Conversion des données des forages roumains, bulgares et turcs	76
II-3.2. Conversion des données des forages DSDP	76

Chapitre II-4. Méthode d'interprétation	78
II-4.1. Stratigraphie sismique	78
II-4.2. Stratigraphie séquentielle	80
II-4.3. Application	81
Chapitre II-5. Répartition du gaz / effet de masque	82
Chapitre II-6. Echelles chronostratigraphiques utilisées	85
II-6.1. Plate-forme roumano-ukrainienne (Nord-Ouest de la mer Noire)	85
II-6.2. Plate-forme bulgaro-turque (Sud-Ouest de la mer Noire)	85
<i>Partie III. Discontinuités érosives tertiaires sur les marges occidentales de la mer Noire, stratigraphie sismique haute resolution integree</i>	87
Chapitre III-1. Stratigraphie sismique intégrée de la plate-forme roumano-ukrainienne	89
III-1.1. Schéma stratigraphique dégagé des forages roumains	89
III-1.2. Calage et stratigraphie sismique de la plate-forme roumaine à partir des données sismique pétrolières	97
III-1.3. Stratigraphie sismique HR de la plate-forme roumano-ukrainienne	117
III-1.4. Synthèse et discussion sur la stratigraphie tertiaire de la plate-forme roumano-ukrainienne	161
Chapitre III-2. Stratigraphie sismique intégrée de la marge bulgaro-turque (plateau et pente)	170
III-2.1. La plate-forme bulgaro-turque	172
III-2.2. La pente au large du Bosphore	181
III-2.3. Conclusion-discussion	185
<i>Partie IV. Discussion</i>	187
Chapitre IV-1. Les réponses eustatiques du bassin de la mer Noire aux multiples phases d'isolement tertiaires : le cas des surfaces d'érosion anté-messiniennes.	187
IV-1.1. Les surfaces d'érosion E et O	188
IV-1.2. La surface d'érosion M et ses composantes (M.i, P, L.IPU)	195
IV-1.3. Conclusion relative à l'interprétation des érosions tertiaires (anté-messiniennes) en mer Noire	203
Chapitre IV-2. L'événement messinien en Mer Noire	205
IV-2.1. La validation d'une hypothèse	205
IV-2.2. De nouvelles interrogations	211
IV-2.3. Synthèse: modèle(s) de l'événement messinien en mer Noire	222
<i>Conclusion et Perspectives</i>	225
Rappel des objectifs	225
Synthèse des principaux résultats	225
Perspectives de recherche	228
<i>Bibliographie</i>	231
<i>Annexes</i>	243
<i>Liste des figures</i>	253

INTRODUCTION

Problématiques

Les bouleversements tectoniques impliqués par la fermeture de l'océan Téthys ont abouti dès la fin de l'Eocène à l'individualisation, de part et d'autre des chaînes alpines, de deux nouveaux domaines de sédimentation : la **Paratéthys**, au Nord, et la **Méditerranée**, au Sud.

La Paratéthys s'étendait d'Ouest en Est à travers l'Europe centrale et une partie de l'Asie, du pied des Alpes jusqu'à la mer d'Aral. Ses vestiges actuels sont, dans sa partie occidentale, les bassins Rhodanien et Molassique, dans sa partie centrale, les bassins Pannonique et Dacique, et dans sa partie orientale, les bassins Euxinique (mer Noire) et Aralo-Caspien.

Au cours de l'Oligocène et du Néogène, cette mer épicontinentale s'est vue progressivement disloquée et comblée, en réponse à la surrection des massifs alpins. Cette évolution fut marquée par une succession d'**épisodes de déconnexion** vis-à-vis de la Méditerranée et des bassins océaniques voisins.

L'une des conséquences directes de ces phases d'isolement fut le développement de faunes et de flores endémiques, qui ont conduit les stratigraphes à édifier des systèmes d'étages régionaux spécifiques à la Paratéthys (échelles stratigraphiques paratéthysiennes).

L'autre conséquence majeure, concerne les réactions eustatiques des bassins paratéthysiens à ces phases d'isolement. Etant donnée la faible superficie de ces sous-bassins, leur strict isolement géographique, associé à un bilan hydrique négatif, a pu aboutir à une **chute exacerbée de leur niveau marin**, quasi instantanée à l'échelle des temps géologiques. Or, mis à part le cas de la Crise Messinienne en Méditerranée [Hsü et al., 1973a], les exemples de fluctuations eustatiques de très forte amplitude sur de très brèves durées dans des bassins isolés restent assez peu documentés à travers le Monde. Par ailleurs, si l'impact biogéographique de ces phases de déconnexion est aujourd'hui relativement bien connu, leur impact sur l'évolution eustatique des bassins paratéthysiens reste largement indéterminé. Nous soulevons donc une problématique majeure, abordée dans cette étude au travers du cas de la **mer Noire**.

Parmi tous les bassins paratéthysiens, le cas de la mer Noire semble pouvoir particulièrement bien se prêter à la problématique posée :

- D'une part, parce que les réactions eustatiques de ce bassin à ces phases de déconnexion ont déjà fait l'objet de réflexions, ouvrant plusieurs débats à ce sujet [Hsü et Giovanoli, 1979; Steininger et Papp, 1979; Kojumdgieva, 1983; Robinson et al., 1995; Rögl, 1998; Chumakov, 2000].
- D'autre part parce que la mer Noire est le réceptacle des apports liquides et solides des principaux fleuves d'Europe centrale, parmi lesquels le Danube et le Dniepr. Elle est le siège d'une sédimentation intense et constitue en cela une zone d'étude privilégiée en terme d'enregistrement des fluctuations eustatiques.

C'est pourquoi, nous avons concentrer nos recherches sur ce bassin, résumant ainsi la problématique principale de cette étude à la question : **Quelles ont été les réactions eustatiques du bassin Euxinique (mer Noire) face aux nombreux épisodes de déconnexion qui ont marqué son évolution géologique tertiaire ?**

Par ailleurs, parmi toutes les phases de déconnexion reconnues, il en est une qui revêt un caractère exceptionnel et qui méritait qu'on lui porte une attention particulière : il s'agit de l'épisode de **déconnexion lié à l'effondrement du niveau de la mer Méditerranée lors de la Crise de Salinité Messinienne**, il y a environ 5 Ma.

A la fin du Miocène, juste avant la Crise de Salinité Messinienne, la Paratéthys se retrouve relativement isolée de l'océan mondial. Seule sa partie orientale, incluant alors la future mer Noire, communique avec le domaine méditerranéen, via le seuil nord-égéen [Rögl, 1999; Meulenkamp et Sissingh, 2003]. Au regard de cette situation, il semblait essentiel de s'interroger sur l'impact (en termes de variation du niveau marin) qu'a pu avoir sur la Paratéthys orientale la Crise de Salinité Messinienne reconnue en Méditerranée [Hsü et al., 1973a].

En 1975, les forages du leg DSDP 42B [Ross et Neprochnov, 1978] ont révélé la présence, dans les sédiments du bassin de la mer Noire, d'une fine couche de brèches et de carbonates évaporitiques attribuée au messinien. Cette unité lithologique caractérisant un milieu de dépôt peu profond a été interprétée comme la signature sédimentaire d'une chute majeure du niveau de la mer Noire en réponse à la Crise Messinienne méditerranéenne [Hsü et Giovanoli, 1979]. Cette hypothèse a récemment été étayée par la découverte, dans la partie Ouest du bassin Dacique, d'une surface de ravinement messinienne, associée au Danube et ses affluents, scellée au niveau des "portes de fer" par un *Gilbert delta* zancéen [Clauzon et al., accepté].

Cependant, contrairement à la Méditerranée où il est clairement prouvé que cet événement a fait l'objet d'un double enregistrement (sédimentaire et érosif), l'enregistrement érosif n'avait encore jamais été clairement mis en évidence au sein même du bassin de la mer Noire, laissant le débat sur sa "dessiccation" ouvert.

A la problématique principale exposée précédemment, nous ajouterons donc cette seconde problématique : **Comment a réagi la mer Noire face à la manifestation de l'événement messinien en Méditerranée?**

Objectifs

Le travail présenté dans ce mémoire vise donc à traiter chacune des deux problématiques posées en étudiant la stratigraphie post-rift des marges de la mer Noire.

Le premier objectif de l'étude est de tenter de répondre à la question des réponses eustatiques du bassin Euxinique (mer Noire) aux nombreux épisodes d'isolement reconnus (problématique principale). Nous nous intéresserons pour cela en détails à la stratigraphie post-rift (Eocène à Quaternaire) de la mer Noire, afin d'y déceler les marqueurs de ses éventuelles fluctuations eustatiques passées. Nous concentrerons nos recherches sur la plate-forme roumano-ukrainienne. Cette large plate-forme, située au Nord-ouest de la mer Noire, réunit en effet toutes les conditions pour avoir permis l'enregistrement et la préservation des marqueurs des variations eustatiques passées de ce bassin (sédimentation intense, subsidence prononcée, relative stabilité tectonique depuis le rifting).

Le second objectif de cette étude est de tenter de répondre en particulier à la problématique de la manifestation de l'événement messinien en mer Noire en recherchant les arguments nécessaires à l'avancée du débat ouvert à ce sujet. Dans une telle perspective, nous concentrerons nos recherches sur l'identification de la surface d'érosion messinienne sur les marges de la mer Noire. Ces recherches concerneront la plate-forme roumano-ukrainienne

précédemment évoquée, ainsi que la plate-forme et la pente bulgare-turque où se trouvent, au large du Bosphore, les sites DSDP dont les découvertes sont à l'origine de l'hypothèse de la manifestation de la crise messinienne en mer Noire.

Méthodes

L'étude présentée ici est essentiellement basée sur l'interprétation des données de **sismiques multitraces Haute Résolution (HR)** des récentes missions **BlaSON 1 et 2** de l'**Ifremer** (respectivement 1998 et 2002). A ce noyau de sismique HR s'ajoutent quelques données de **sismique industrielle** plus pénétrante, issues de la société **Petrom**. Leur analyse se base essentiellement sur les principes de la **stratigraphie sismique**.

Le **calage stratigraphique** de l'ensemble de ces données sismiques s'appuie sur leur corrélation avec des forages d'exploration industriels et scientifiques. Sur la marge nord-ouest de la mer Noire (plate-forme roumano-ukrainienne), ces données ont pu être corrélées avec les très nombreux **forages d'exploration off-shore roumains** (Petrom). Sur la marge sud-ouest (plateau et pente bulgare-turque), elles ont été corrélées avec les **forages DSDP 380 et 381** et deux **forages d'exploration turcs**.

Malgré la quantité de données disponibles, notamment dans le domaine pétrolier, la structure sédimentaire post-rift des marges de la mer Noire reste peu connue. En effet, les cibles pétrolières prospectées concernent la plupart du temps des séries profondes anté-oligocènes. La majorité des études de stratigraphie sismique menées jusqu'à aujourd'hui se concentrent donc sur ces séries et les données pétrolières sont souvent restées inutilisées dans leur partie supérieure (Oligocène-Quaternaire). Notre étude se veut donc novatrice par rapport à tout ce qui a été fait jusqu'à présent :

- Il s'agit de la première étude à se consacrer exclusivement à la stratigraphie post-rift de la mer Noire (séries éocènes à quaternaires).
- IL s'agit de la première étude à mettre en œuvre des données sismique haute résolution dans ce bassin.

Organisation du mémoire

Ce mémoire de thèse s'organise en quatre grandes parties:

La **Partie I** permet de faire le point sur l'ensemble des connaissances nécessaires à la bonne compréhension de cette étude.

Dans un premier temps, nous replacerons la mer Noire dans son contexte géodynamique. Nous présenterons ses principales caractéristiques physiques et géologiques actuelles et retracerons son histoire tectonique et stratigraphique.

Dans un second temps, nous exposerons en détail les éléments relatifs à chacune des problématiques soulevées:

- l'évolution paléogéographique de la Paratéthis et de la mer Noire pour la problématique principale
- la signature de la Crise Messinienne en Méditerranée et les indices en faveur de la manifestation de cet événement en Paratéthis orientale pour la problématique annexe.

La **Partie II** présente les données utilisées, leur mode de traitement ainsi que les méthodes d'interprétation mises en œuvre pour ce travail.

La **Partie III** présente l'analyse des données selon les principes de la stratigraphie sismique. Elle se subdivise en deux grands chapitres. Le premier traite de la stratigraphie de la plate-forme roumano-ukrainienne (basée sur l'échelle stratigraphique paratéthysienne). Le second traite de la stratigraphie de la marge (plateau et pente) bulgare-turque (basée sur l'échelle stratigraphique méditerranéenne).

Dans le premier chapitre, nous examinerons successivement les données de forages, les données sismiques industrielles, puis les données de sismique multitrace HR.

Le second chapitre traite exclusivement du calage des données de sismique multitrace HR avec les forages disponibles sur cette marge (dont DSDP).

La **Partie IV** constitue une base de réflexion sur les résultats obtenus. Dans le premier chapitre de cette partie, nous discuterons de l'origine des surfaces d'érosion anté-messiniennes identifiées et tenterons de mettre en lien ces discontinuités avec l'évolution paléogéographique du bassin. Le second chapitre sera consacré exclusivement aux discussions relatives à la manifestation de l'événement messinien en mer Noire.

PARTIE I. BILAN DES CONNAISSANCES ANTERIEURES

Chapitre I-1. Présentation générale de la mer Noire

Contrairement à la Méditerranée voisine qui constitue l'un de leurs sujets d'étude de prédilection, la mer Noire reste à ce jour un domaine relativement peu connu pour la plupart des géologues "marins" occidentaux. Il m'est donc paru essentiel de débiter ce manuscrit en présentant les principales caractéristiques physiques et géologiques de ce bassin.

I-1.1. Situation et limites

La mer Noire, qui s'étend entre l'Europe orientale et l'Asie Mineure, est l'un des plus vaste bassin semi-fermé au monde. Elle est bordée au nord par l'Ukraine et la Russie, au sud par la Turquie, à l'ouest par la Roumanie et la Bulgarie et à l'est par la Georgie. Longue de plus de 1000 km d'Ouest en Est et large de presque 600 km du Nord au Sud, la mer Noire couvre une superficie de 423 000 km² (un peu moins que celle de la France). La profondeur maximale, mesurée au centre de la plaine abyssale, est de 2206 m [Ross et al., 1974]. Elle est reliée au Nord-est à la mer d'Azov par le détroit de Kertch et au Sud-ouest à la mer Méditerranée par le Bosphore et le détroit des Dardanelles, entre lesquels se situe la mer de Marmara (Figure I-1).

I-1.2. Hydrologie

Bien que la mer Noire ait été régulièrement connectée par le passé aux autres bassins de la Paratéthys, elle n'est plus aujourd'hui connectée directement qu'à un seul autre grand bassin : la mer Méditerranée. Ses échanges avec l'océan mondial sont conditionnés par le franchissement de trois détroits successifs : 1, Gibraltar; 2, les Dardanelles et le 3, le Bosphore (Figure I-1). La mer Noire se caractérise actuellement par un bilan hydrique positif. Les apports en eaux douces (précipitations ~ 300 km³/an, fleuves ~ 350 km³/an) sont en excès par rapport à l'évaporation (~ 300 km³/an) [Özsoy et Ünlüata, 1998]. Au niveau du Bosphore, ce bilan hydrique positif se traduit par le maintien, en surface, d'un important flux sortant d'eau de salinité réduite (~ 600 km³/an). L'influx d'eaux salées profondes en provenance de la mer Méditerranée reste limité (~ 300 km³/an) [Özsoy et Ünlüata, 1998]. Ceci entraîne une nette stratification des eaux et le maintien de conditions de salinité réduite (18 ‰ en surface et seulement 22 ‰ au fond du bassin) [Popescu, 2002]. L'insuffisance de l'influx d'eaux méditerranéennes et l'impossibilité qu'ont les eaux de surface de descendre en profondeur entravent le renouvellement en oxygène des eaux profondes. Il en résulte une couche d'eau fortement sulfurée, dont le plafond se situe entre 130-180 m de profondeur, où seuls les organismes anaérobies se développent. Cette particularité fait de la mer Noire le plus grand bassin anoxique au monde.

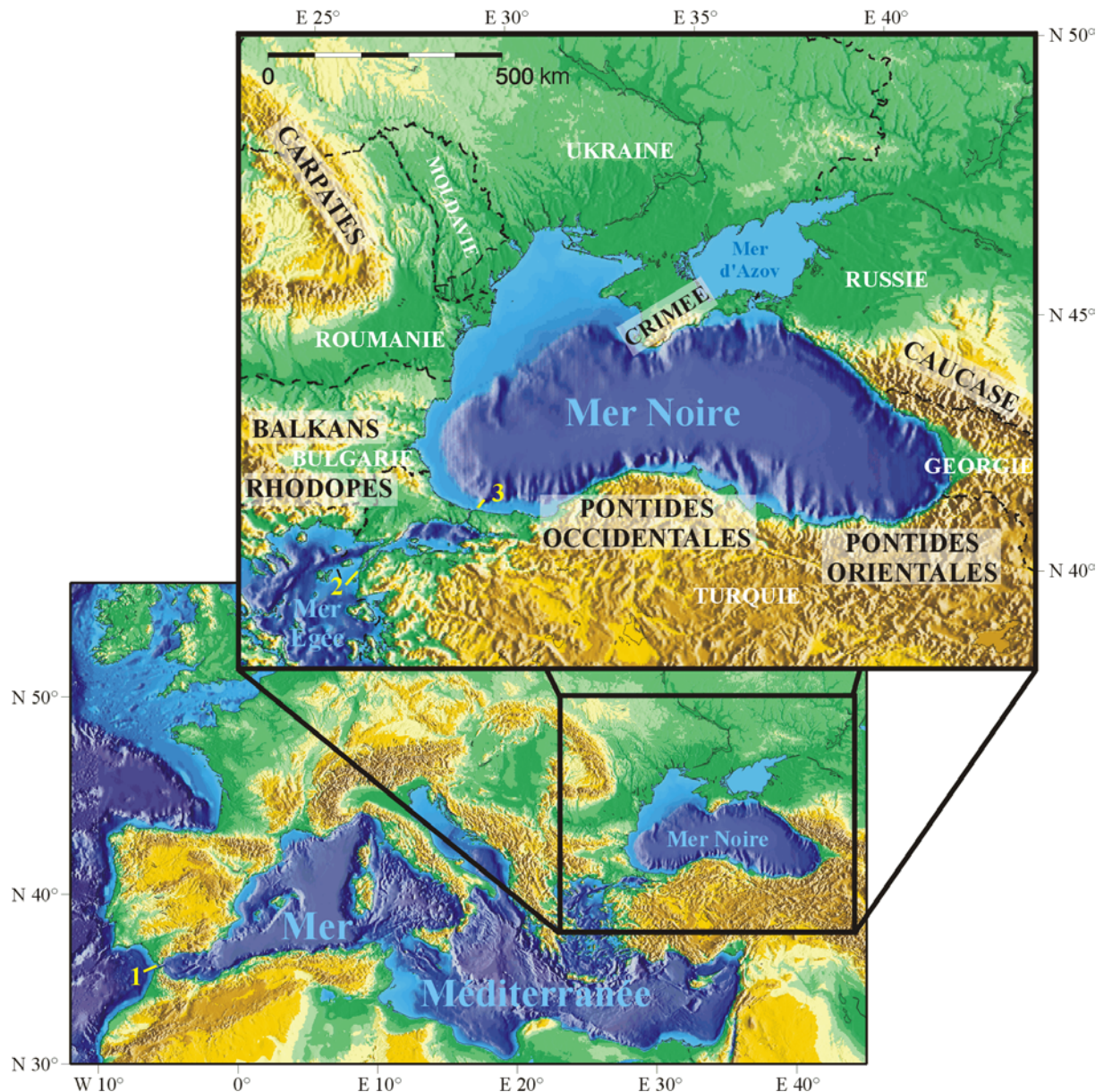


Figure I-1. Situation générale de la mer Noire. 1, Gilbraltar; 2, Dardanelles; 3, Bosphore.

I-1.3. Physiographie

De la côte aux grands fonds, on distingue quatre provinces physiographiques distinctes : le plateau continental, le talus (ou pente), le glacis et la plaine abyssale (Figure I-2 et Figure I-3).

Le pourtour du bassin correspond au plateau continental dont la taille varie fortement d'une rive à l'autre. Ce plateau est bien développé au Nord-ouest entre les côtes ukrainiennes et roumaines. Il atteint 190 km de largeur à l'Ouest de la Crimée. Vers le Sud, le plateau se réduit et ne fait plus que 40 km de large au niveau de la Bulgarie. Le long des côtes turques,

géorgiennes et russes ainsi qu'au Sud de la Crimée, le plateau est quasiment inexistant et ne dépasse 20 km de large qu'en quelques rares endroits. C'est le cas notamment au niveau du détroit de Kerch, exutoire de la minuscule mer d'Azov, dont la profondeur n'excède pas 13 m.

Le rebord de plateau correspond en général à l'isobathe 100 m. Il descend cependant jusqu'à -130 m au large de la Crimée et du détroit de Kerch [Goncharov et Neprochnov, 1967] et atteint 170 m de profondeur au nord du canyon Viteaz [Popescu, 2002].

Aux deux types de plate-forme observés en mer Noire, correspondent deux types de pente continentale. La plate-forme étroite au Sud, à l'Est et au Sud de la Crimée est associée à une pente abrupte à 2,5 % [Ross et al., 1974], entaillée par de nombreux canyons. La large plate-forme au Nord-ouest du bassin et au Sud de la mer d'Azov est associée à une pente de gradient moindre. Le talus roumano-ukrainien est entaillé par un profond canyon, le canyon Viteaz associé au Danube, dont l'incision rétrogressive s'est propagée jusqu'à 20 km en amont du rebord de plateau. En période de bas niveau marin quaternaire, ce canyon connecté au système fluvial du Danube alimentait directement l'éventail profond de ce fleuve qui s'appuie au Nord sur l'éventail du Dniepr [Popescu, 2002]. La présence de ces deux grands appareils sédimentaires explique la diminution du gradient de pente à cet endroit.

La largeur du glacis, où s'accumulent les sédiments terrigènes, est dépendante de l'importance de ces apports. Elle est justement maximale au niveau de ces deux grands systèmes turbiditiques.

La plaine abyssale euxinienne constitue le fond de ce bassin qui descend doucement (0,1 %) jusqu'à 2206 m de profondeur au large de Yalta (Crimée) [Ross et al., 1974].

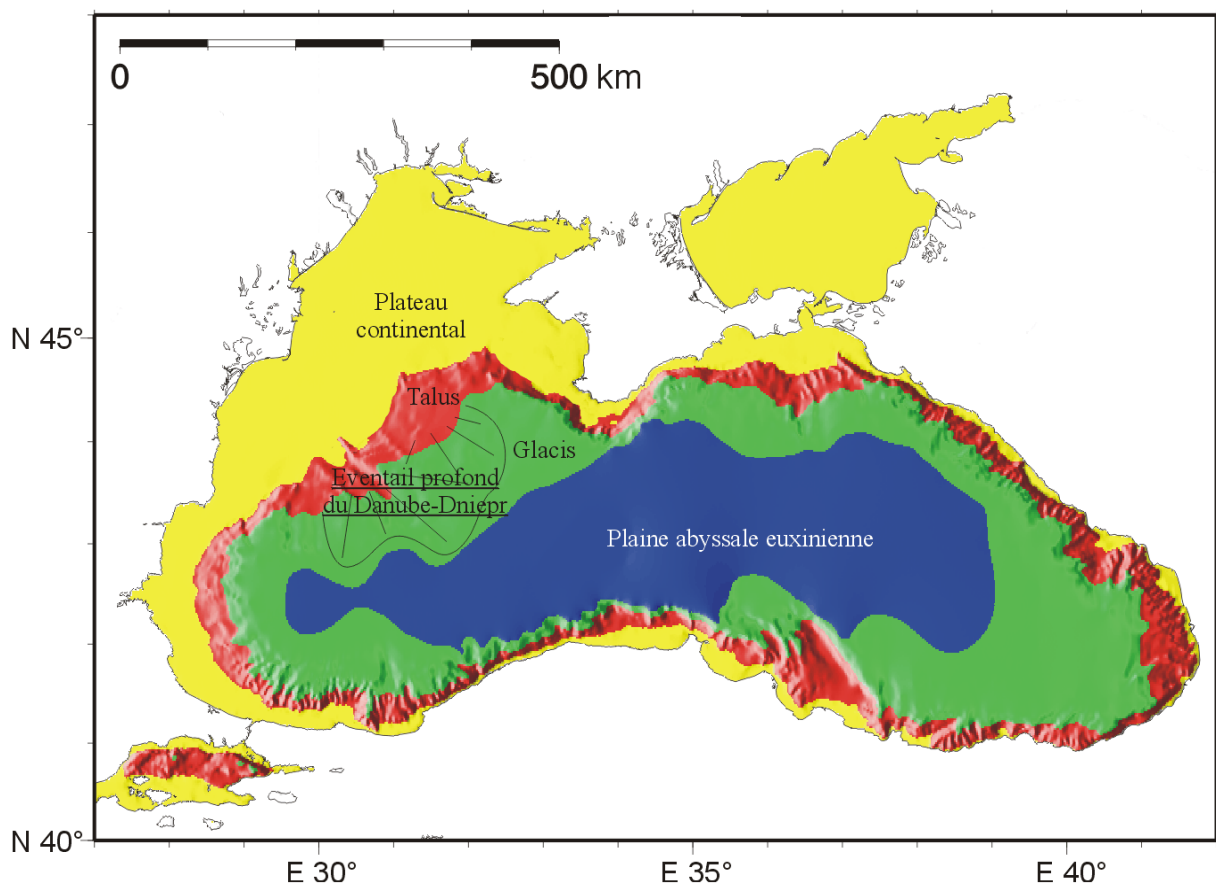


Figure I-2. Provinces physiographiques de la mer Noire modifiées de Ross [Ross et al., 1974] et Panin [Panin, 1997].

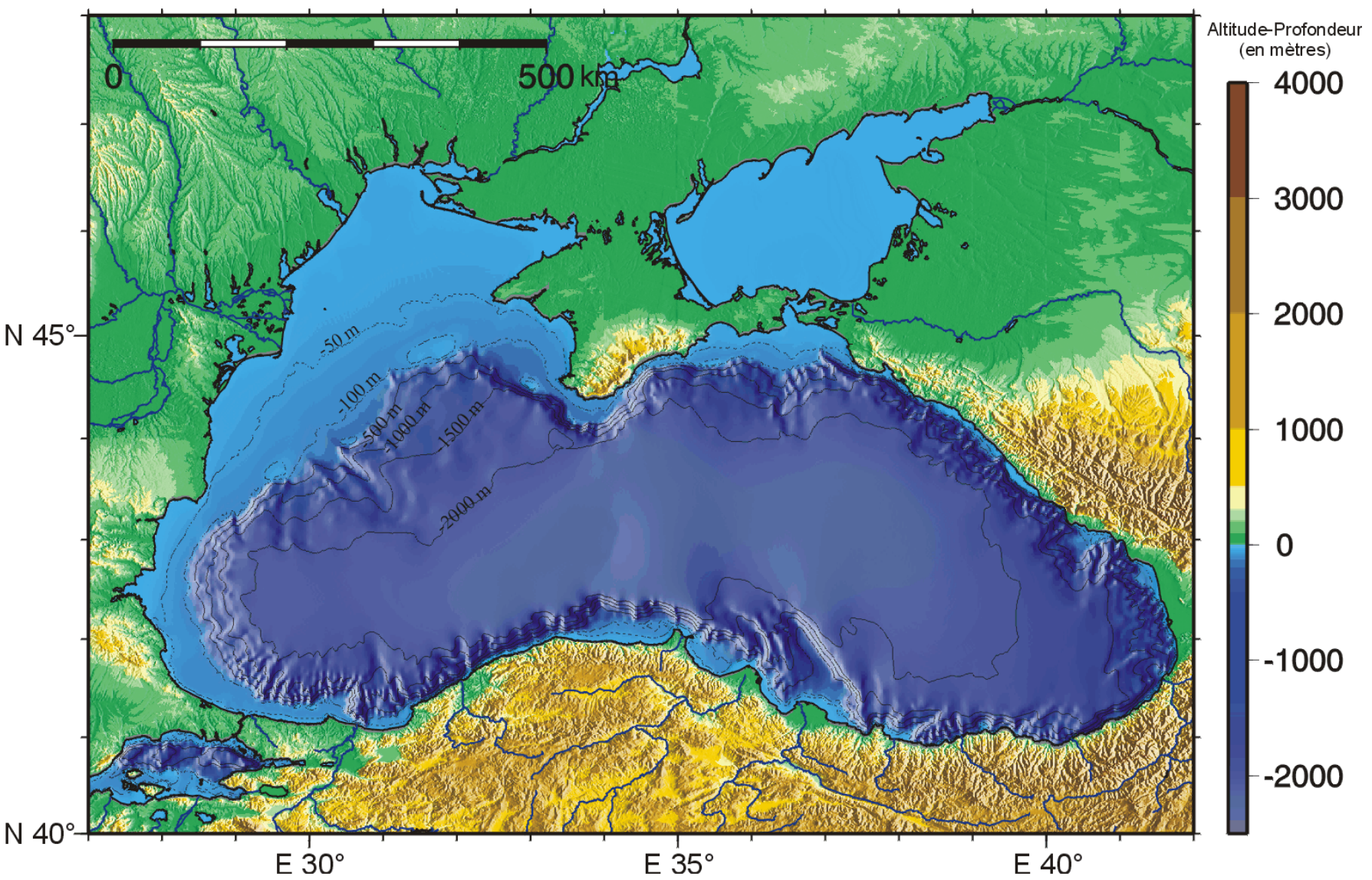


Figure I-3. Bathymétrie de la mer Noire, d'après les données de la base GEBCO [IOC et al., 2003].

I-1.4. Contexte et principales caractéristiques géologiques

La mer Noire est généralement considérée comme un bassin marginal résultant de l'extension arrière-arc associée à la subduction mésozoïque de l'océan Téthys sous le continent eurasiatique [Letouzey et al., 1977; Zonenshain et Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994]. Cette phase de rifting a été suivie au Cénozoïque par une phase de compression régionale résultant de la fermeture totale de l'océan Téthys et de la collision de fragments continentaux. La plupart des marges du bassin ont été affectées par cette déformation et la mer Noire se retrouve aujourd'hui coincée entre deux alignements orogéniques alpins : les chaînes des Balkans et des Pontides au Sud et les chaînes de Crimée et du Caucase au Nord et au Nord-Est (Figure I-1 et Figure I-4).

Le Nord-ouest du bassin, relativement épargné par ce dernier épisode tectonique [Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1996], s'ouvre sur des domaines structuraux plus anciens. Les sédiments du large plateau roumano-ukrainien reposent à l'Ouest sur la plate-forme moesienne et au Nord sur les plate-formes scythique puis est-européenne. Leur socle précambrien à paléozoïque inférieur est recouvert, à terre, par des sédiments d'âge paléozoïque à cénozoïque [Dinu et al., 2002]. Les plate-formes moesienne et scythique sont séparées par l'orogène nord-dobrogéen (bassin permo-triassique soulevé et plissé au Crétacé inférieur) [Banks, 1997].

Bien que le centre du bassin apparaisse aujourd'hui comme un unique dépôt-centre, les données de sismiques réflexion multitraces profondes montrent qu'il se subdivise en fait en deux sous-bassins [Letouzey et al., 1977; Finetti et al., 1988]. Ces sous-bassins occidental et oriental sont séparés par un seuil structural central (le *Mid Black Sea High* défini par ces auteurs)(Figure I-4 et Figure I-5). Les données de sismique réfraction ont clairement démontré que le plancher du bassin occidental correspond à une croûte de type océanique, probablement basaltique (vitesse sismique de 6,8 km/s) [Neprochnov, 1966; Finetti et al., 1988]. La nature du plancher du bassin oriental reste, par contre elle, sujette à débat (croûte continentale amincie ou croûte océanique) [Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1996]. Ces deux bassins très profonds ont la particularité d'être quasiment complètement comblés par les sédiments syn et post-rift. L'épaisseur de la couche de sédiments, qui atteint 13 km dans le bassin occidental [Robinson et al., 1996], explique la relative faible profondeur de la plaine abyssale euxinienne.

L'histoire structurale et sédimentaire de ce bassin, dont l'ensemble des caractéristiques physiographiques et géologiques constitue l'héritage direct, fait l'objet d'une description détaillée dans les chapitres suivants.

I-1.5. Evolution tectonique de la mer Noire

De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer la formations du (des) bassin(s) de la mer Noire. Ces modèles sont partiellement voire complètement contradictoires en ce qui concerne le mécanisme et l'évolution géodynamique à l'origine du bassin et proposent des âges allant du Précambrien au Quaternaire inférieur [Finetti et al., 1988; Görür, 1988]; et les références citées].

Les premiers auteurs considéraient le bassin comme très récent (Cénozoïque supérieur)[Goncharov et Neprochnov, 1960; Muratov, 1972]. L'acquisition de données géophysiques a cependant rapidement permis de démontrer la nature océanique du fond du bassin et de mettre en évidence un épais remplissage sédimentaire n'ayant pas pu de toute évidence se mettre en place sur une période aussi courte (Cénozoïque supérieur). Cette

découverte a amené certains auteurs à le considérer comme le vestige d'un ancien bassin océanique d'âge précambrien [Milanovskiy, 1967], paléozoïque [Dewey et al., 1973] ou mésozoïque inférieur [Sorokhtin, 1979; Vardapetyan, 1981]. Belousov [Belousov, 1967], suivi par d'autres auteurs, a parlé d'une océanisation de la croûte granitique originelle (*basification* des auteurs russes). Approuvant en partie cette idée, Brinkman [Brinkmann, 1974] supposait l'existence au Mésozoïque d'une masse continentale, qui une fois érodée aurait été submergée pour laisser place à l'actuel bassin. Petrascheck [Petrascheck, 1960], au regard de la frappante similitude entre les formations jurassiques et crétacées de part et d'autre du bassin, avait pourtant déjà démontré que la présence d'un tel massif à l'emplacement de la mer Noire à cette époque était impossible.

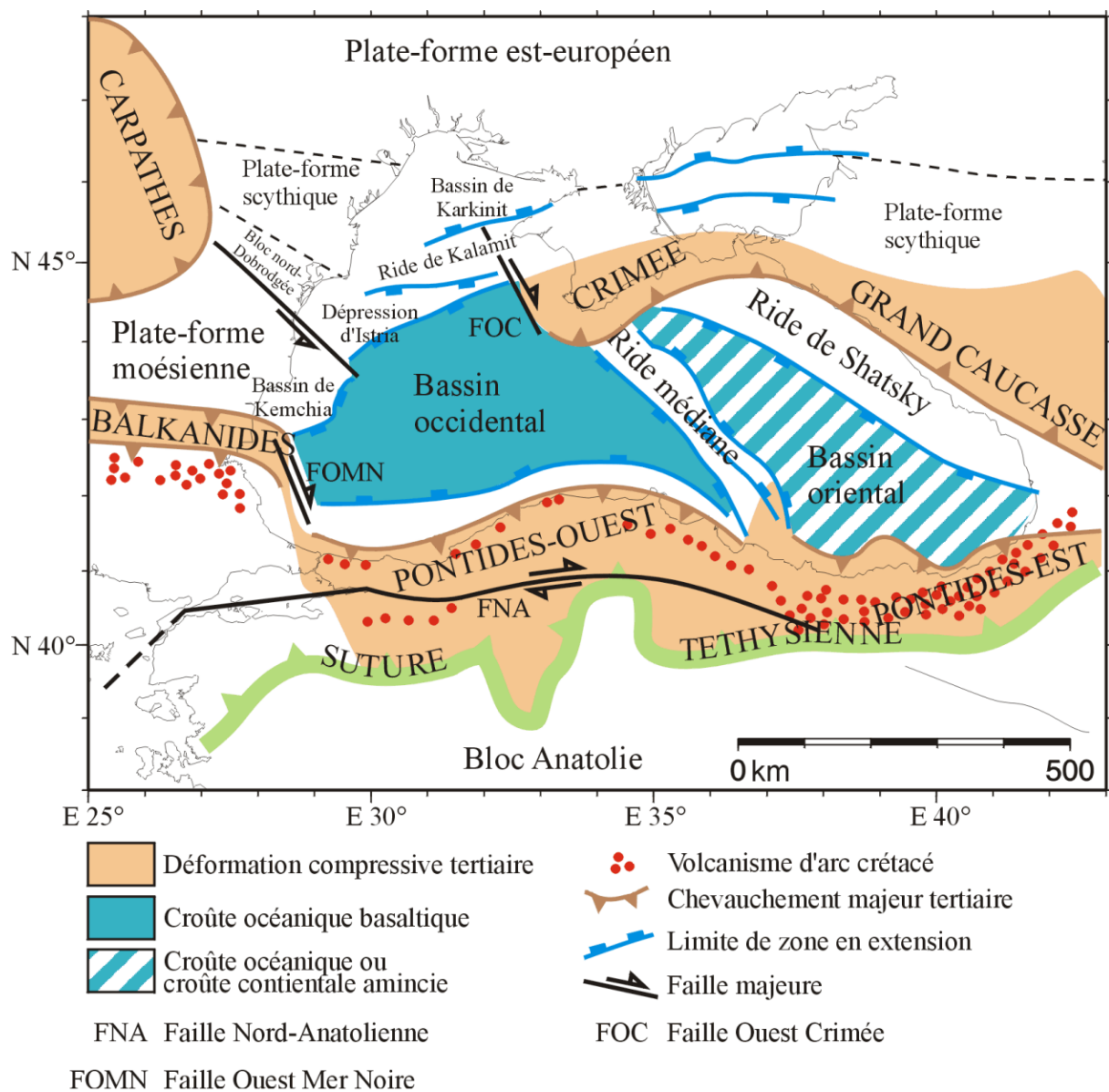


Figure I-4. Carte structurale de la Mer Noire d'après Okay et Robinson [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996].

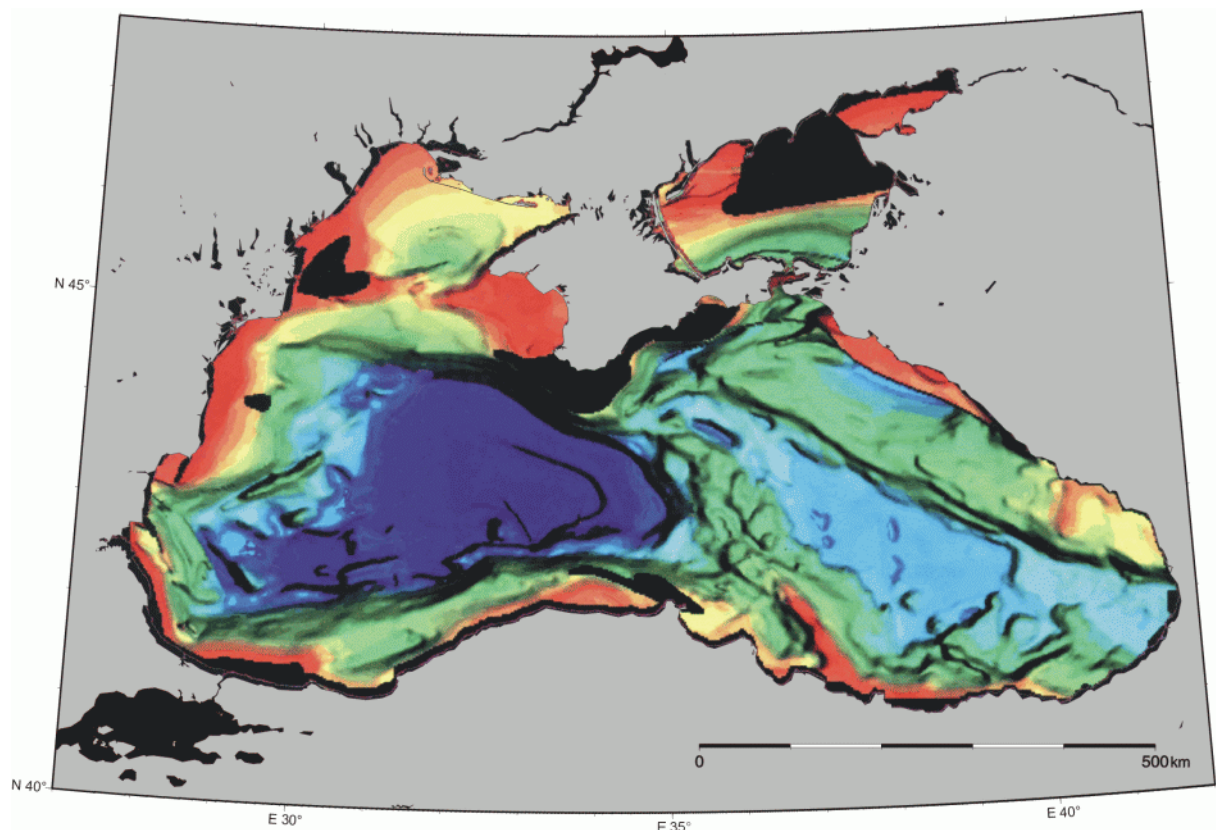


Figure I-5. La *Breack-up unconformity*. Cette discontinuité sismique correspond à la base des sédiments post-rift dans les deux bassins. Selon les modèles cinématiques, cette surface est synchrone ou non à l'échelle du bassin. On retrouve sur cette figure les principales structures identifiées sur la Figure I-4. Cartographie basée sur l'interprétation de plus de 50 000 km de lignes sismiques industrielles. Image modifiée de Robinson et al [Robinson et al., 1995].

C'est dans ce contexte que Adamia, Hsü et Letouzey, dont la réflexion se basait sur la considération d'un schéma tectonique régional, ont proposé que l'ouverture de la mer Noire résulte de l'extension arrière arc associée à la subduction mésozoïque de l'océan Téthys sous le continent eurasiatique [Adamia et al., 1974; Hsü et al., 1977; Letouzey et al., 1977]. Les données géophysiques et cinématiques issues de travaux plus récents ont étayé ce modèle qui est depuis largement admis [Zonenshain et Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Görür, 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1995; Spadini et al., 1996; Nikishin et al., 2003].

Ces derniers travaux s'accordent en effet sur le mécanisme à l'origine de l'ouverture du bassin de la mer Noire (fonctionnement en bassin arrière-arc) et la chronologie générale de cet événement fait l'objet d'un consensus : il est contemporain de la fermeture mésozoïque de l'océan Téthys. La chronologie détaillée de celui-ci reste cependant sujette à débat. Les divergences de ces auteurs concernent en particulier la datation de la fin de la phase de rifting pour l'ensemble du bassin, la chronologie d'ouverture de chacun des sous-bassins (contemporain ou bassin oriental plus jeune) ainsi que la cinématique précise de l'ouverture de chacun des deux bassins.

I-1.5.1. La fermeture mésozoïque de l'océan Téthys

Les reconstitutions cinématiques montrent qu'il y a environ 250 millions d'années, le supercontinent Pangée s'est fragmenté en deux grands ensembles continentaux, Gondwana et Laurasie, donnant naissance à l'océan les séparant : la Téthys. Après une longue phase d'expansion, ce vaste océan s'est progressivement refermé sous l'action de l'ouverture de l'océan Atlantique et de la remontée vers le Nord de la nouvelle plaque Africaine. La subduction du plancher océanique téthysien sous la plaque eurasiatique s'est prolongée du Jurassique jusqu'à la fin de Crétacé. Elle s'est accompagnée de la formation sur les marges sud du continent eurasiatique d'un arc volcanique à l'arrière duquel ont pu s'ouvrir quelques bassins marginaux. L'actuelle mer Noire serait l'un de ces bassins arrière-arc. On retrouve aujourd'hui au Sud du bassin, des Balkans jusqu'au pied des massifs géorgiens (Srednogorie, Pontides, Achara-Trialet), les traces de l'arc volcanique auquel il fut associé (Figure I-4).

I-1.5.2. L'ouverture de la mer Noire

Certains auteurs [Letouzey et al., 1977; Zonenshain et Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988] proposent que l'histoire de la mer Noire débute dès le Jurassique inférieur avec l'ouverture d'un bassin situé à l'emplacement de l'actuelle chaîne du Grand Caucase. La plupart s'accordent cependant à dater l'ouverture du bassin de la mer Noire proprement dit du Crétacé inférieur.

Plusieurs auteurs proposent que le bassin occidental se soit ouvert le long d'un rift continental situé au niveau de l'actuel plateau roumano-ukrainien, sur la plate-forme carbonatée qui couvrait alors la marge sud de l'Eurasie (plate-forme moesienne et scythique). Ce rifting, accompagné d'un bombement structural, s'est initié à l'Aptien [Görür, 1988] ou dès le Barrémien Terminal [Robinson et al., 1995]. Il a entraîné la dérive vers le Sud d'un fragment continental (zone d'Istanbul correspondant aux Pontides occidentales) arraché au bloc européen [Letouzey et al., 1977; Sengör et Yilmaz, 1981; Görür, 1988; Okay et al., 1994] (Figure I-6). Cette proposition repose notamment sur les similitudes stratigraphiques entre la zone d'Istanbul et la plate-forme moesienne [Sandulescu, 1978]. C'est dans le sillage de ce fragment glissant le long de deux grandes failles transformantes orientées Nord / Sud et Nord-Ouest / Sud-Est (Faille Ouest Mer Noire et Faille Ouest Crimée) que s'est ouvert le bassin océanique de mer Noire occidentale [Okay et al., 1994] (Figure I-6). Robinson et Banks repositionnent la limite est de ce mouvement le long du flanc ouest du seuil structural central (*Mid Black Sea High*) et incluent les Pontides centrales dans le bloc déplacé [Robinson et al., 1995; Banks et Robinson, 1997]. La phase de rifting continentale a été suivie dès le Cénomani par la mise en place d'une croûte basaltique de type océanique accompagnée par un volcanisme d'arc particulièrement actif à la fin du Crétacé. En l'absence d'évidence d'une ride d'accrétion océanique, le mécanisme de mise en place de cette croûte basaltique reste cependant sujet à débat (accrétion, océanisation).

La chronologie et la cinématique de l'ouverture du bassin oriental est beaucoup plus controversée. Selon Okay [Okay et al., 1994], l'ouverture du bassin oriental, bien que synchrone de l'ouverture du bassin occidental, résulte d'une cinématique lui étant propre. L'extension arrière-arc aurait ici induit la rotation anti-horaire d'un bloc incluant la Crimée et l'actuelle ride de Shatsky autour d'un pôle situé au nord de la Crimée. Ce mouvement expliquerait l'ouverture entre le *Mid Black Sea high* et la ride de Shatsky du bassin oriental de la mer Noire et l'ouverture au Nord-Ouest de la Crimée du petit bassin de Karkinit (Figure I-4 et Figure I-6). En marge des autres auteurs, Robinson [Robinson et al., 1995] propose que le bassin oriental soit plus récent que le bassin occidental. Selon lui, ce bassin s'est ouvert tardivement du Paléocène supérieur à l'Eocène Moyen avec la rotation horaire du *Mid Black*

Sea High qui s'est détaché de la ride de Shatsky. Par opposition au rifting du bassin occidental qui a pris place sur une plate-forme stable, le rifting du bassin oriental se serait surimposé à un bassin arrière-arc plus ancien actif dès le Jurassique inférieur.

Enfin, Nikishin [Nikishin et al., 2003] propose que les bassins occidental et oriental sont contemporains (Aptien) mais que leur formation résulte d'un seul et même mouvement régional au cours d'une unique phase tectonique. Sa reconstitution cinématique repose sur la translation vers le Sud d'un bloc incluant l'ensemble des Pontides (occidentales, centrales et orientales) le long d'un décrochement dextre orienté Nord-Est / Sud-Ouest séparant les Pontides occidentales du massif Rhodopes-Thrace (West Black Sea-Saros Fault).

La nature du socle du bassin oriental fait aussi l'objet d'interprétations divergentes :

- Croûte strictement océanique [Zonenshain et Le Pichon, 1986; Okay et al., 1994].
- Croûte océanique ou croûte continentale très amincie [Robinson et al., 1995; Nikishin et al., 2003].
- Croûte strictement continentale amincie [Finetti et al., 1988]

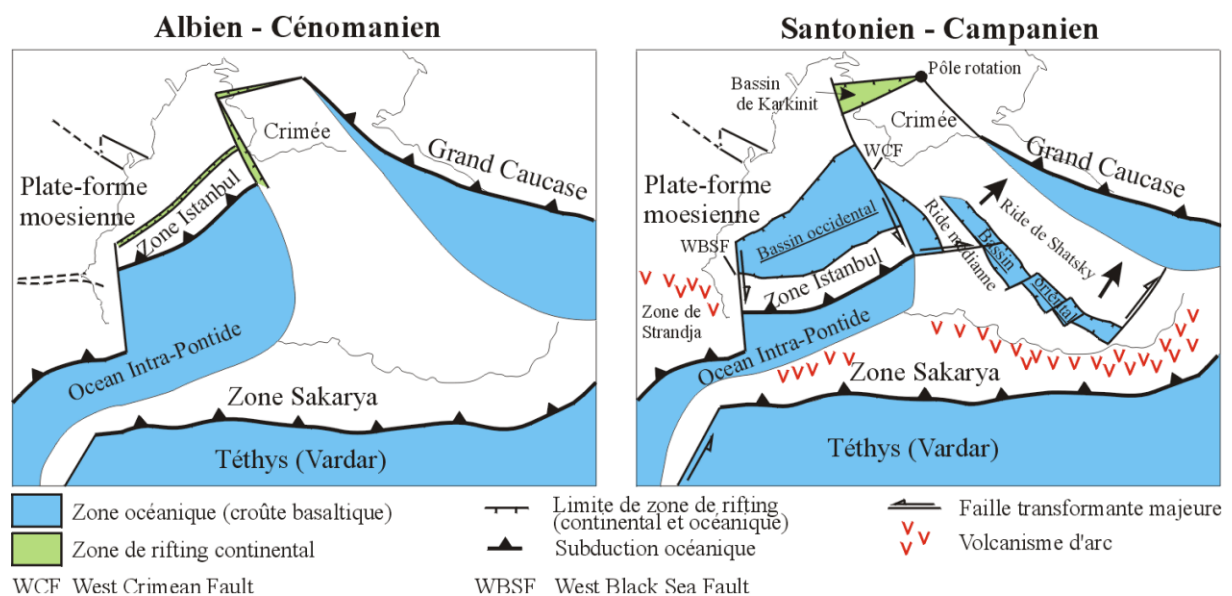


Figure I-6. Reconstruction cinématique de l'ouverture de la mer Noire selon Okay et al [Okay et al., 1994].

I-1.5.3. La phase de compression tertiaire

La phase d'ouverture de la mer Noire a pris fin avec la fermeture complète de l'océan Téthys entre la fin du Crétacé et l'Eocène. Cet événement fut marqué par le charriage des ophiolites et sédiments téthysiens sur la plate-forme anatolienne au Sud des Pontides. Ces nappes de charriages constituent aujourd'hui la "suture ophiolitique" (Figure I-4), vaste cicatrice de l'océan Téthys qui joint les Alpes Orientales à l'Iran. La phase d'extension arrière-arc a alors cédé la place à une phase de compression résultant des collisions de fragments continentaux (Apulie, Anatolie, promontoire arabe, ...) entraînés par la convergence de la plaque téthysienne (puis africaine, arabe et indienne) vers la plaque eurasiennne. Ces collisions sont à l'origine de la surrection au Tertiaire de l'ensemble des chaînes alpines, des Alpes Occidentales jusqu'à l'Himalaya.

Nikishin [Nikishin et al., 2003] propose que la phase d'ouverture du bassin très brève (10 MA) a été relayée dès le Sénonien par de la tectonique compressive affectant les Pontides puis le Sud de la plate-forme est-européenne. Selon lui, cette phase compressive, qui s'est largement poursuivie au Tertiaire aurait atteint son paroxysme au cours du Maastrichtien et du Paléocène. D'après Robinson [Robinson et al., 1995], elle se serait initiée au Sud des Pontides au Crétacé supérieur, affectant le Grand Caucase à partir du Paléocène avant de se généraliser de l'Eocène supérieur à l'Oligocène.

Cet épisode compressif a été marqué notamment: (1) par le rétrochevauchement des Pontides sur le domaine de la mer Noire initié au Maastrichtien [Ylmaz et al., 1997], (2) par la mise en place, dès la fin du Crétacé mais essentiellement au Tertiaire, du front de chevauchement des Balkanides sur le domaine occidental de la mer Noire [Sinclair et al., 1997] et enfin, (3) par la surrection des chaînes alpines entourant le bassin (Balkans, Pontides, Caucase, Crimée, Carpates), dès l'Oligocène mais essentiellement au cours des 10 derniers millions d'années [Nikishin et al., 2003]. Il est à noter qu'à l'avant du front de chevauchement des Balkanides, au large de la Bulgarie, s'est mis en place le petit bassin de Kemchia [Banks, 1997; Sinclair et al., 1997] et qu'à l'exception des rares et mineures inversions structurales, le large plateau roumano-ukrainien a été relativement épargné par cette déformation compressive tertiaire [Robinson et al., 1996]. De manière générale, seules les marges correspondant aujourd'hui au plateau le plus étroit entourant la mer Noire ont été affectées par ce dernier épisode tectonique, les bassins profonds ayant été, comme la plate-forme nord-ouest, épargnés [Robinson et al., 1996].

I-1.6. Stratigraphie de la mer Noire

La mer Noire est le réceptacle des apports liquides et solides de certains des principaux fleuves d'Europe centrale parmi lesquels le Danube, le Dniestr, le Dniepr, le Bug du Sud et, via la mer d'Azov, le Don (Figure I-7). Son gigantesque bassin drainant couvre une superficie de 2 300 000 km² [Degens et al., 1978] et la décharge solide totale annuelle est actuellement d'environ 150 millions de Tonnes [Shimkus et Trimonis, 1974]. Alors qu'au Nord les grands fleuves calmes qui drainent la plate-forme est-européenne sont relativement peu chargés en sédiments, au Sud et à l'Est, les petites rivières qui drainent le Caucase et les Pontides n'en sont pas moins extrêmement érosives. Si l'apport des ces petites rivières est à prendre en considération, le Danube, qui draine une bonne partie des Alpes, reste aujourd'hui de loin (60 %) le principal contributeur à la décharge solide des rivières en mer Noire [Shimkus et Trimonis, 1974; Degens et al., 1978; Ross et al., 1978]. A ces apports terrigènes s'ajoute la sédimentation chimique et biogène du bassin. Les données des forages du leg DSDP 42B

[Ross et Neprochnov, 1978] ont permis d'estimer le taux de sédimentation du bassin à 10 cm / 1000 ans au cours du Miocène Terminal et Pliocène et de 20 cm / 1000 ans jusqu'à 1m / 1000 ans au Quaternaire [Degens et al., 1978; Hsü, 1978b]. Comme en témoigne l'extraordinaire épaisseur du comblement sédimentaire de ses deux bassins aujourd'hui réunis en un unique dépôt-centre, la mer Noire a depuis son ouverture toujours été le siège d'une sédimentation relativement intense.

Les travaux de Robinson [Robinson et al., 1995] et Finetti [Finetti et al., 1988] présentent un schéma stratigraphique synoptique des bassins de la mer Noire.

D'après Finetti [Finetti et al., 1988], l'épaisseur des sédiments accumulés depuis le Crétacé inférieur dans le bassin occidental peut atteindre localement 14 km (Figure I-8). Dans le bassin oriental, il estime l'épaisseur des sédiments accumulés depuis le Jurassique moyen à 13.5 km. Robinson [Robinson et al., 1995] estime que le remplissage sédimentaire initié au Crétacé supérieur dans le bassin occidental et seulement à l'Éocène moyen dans le bassin oriental y atteint respectivement 13 et 11 km d'épaisseur.

Les datations de séquences sédimentaires proposées par ces auteurs sont basées sur l'utilisation de forages d'exploration pétrolière des marges ukrainienne, roumaine, bulgare et turque auxquels s'ajoutent les trois forages du Leg DSDP 42B [Ross et Neprochnov, 1978]. Une partie de ces forages a été utilisée dans la présente étude et fait l'objet d'une description dans le chapitre relatif aux données (partie II). Le calage stratigraphique des séquences du bassin profond par ces forages est rendu difficile d'une part par la rareté et la relative faible pénétration des forages dans le bassin (DSDP) et d'autre part, pour les forages offshore, par la tectonique complexe des marges turque et bulgare et la présence de la ride structurale de Kalamit sous la marge roumano-ukrainienne (Figure I-4).

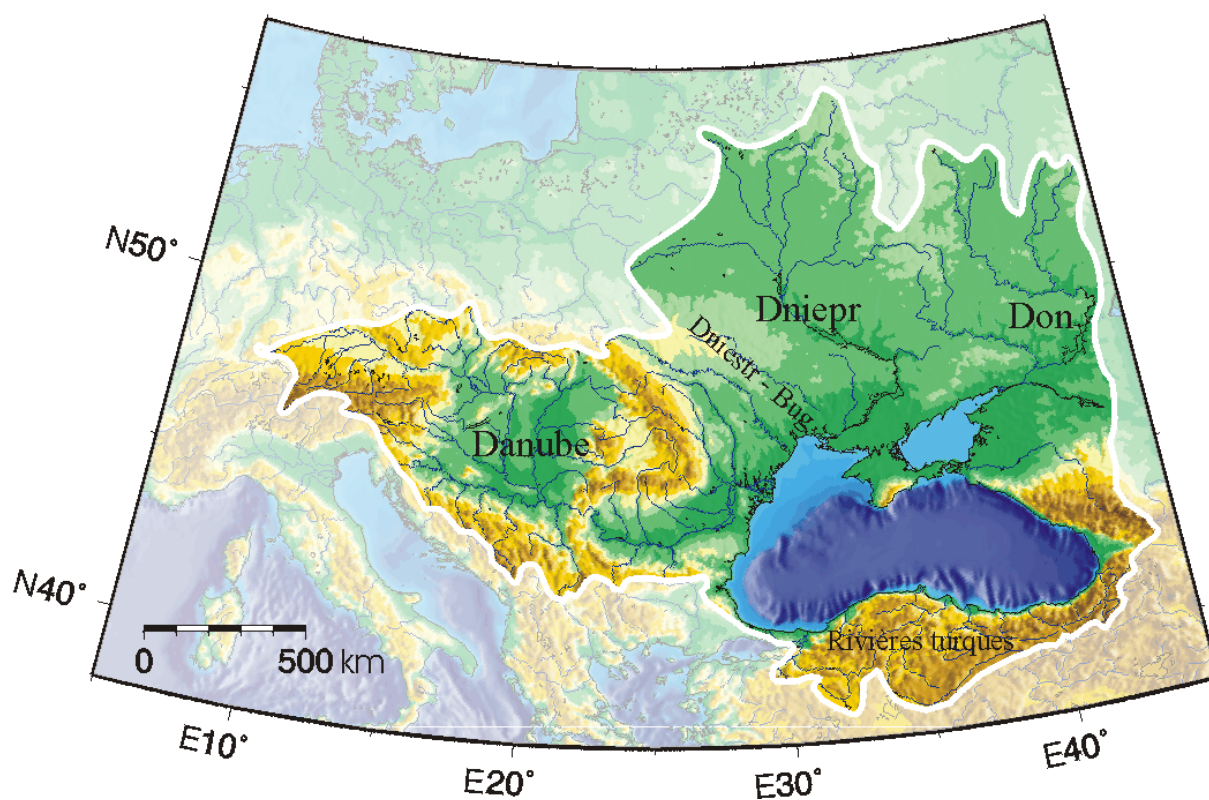


Figure I-7. Bassin drainant de la mer Noire

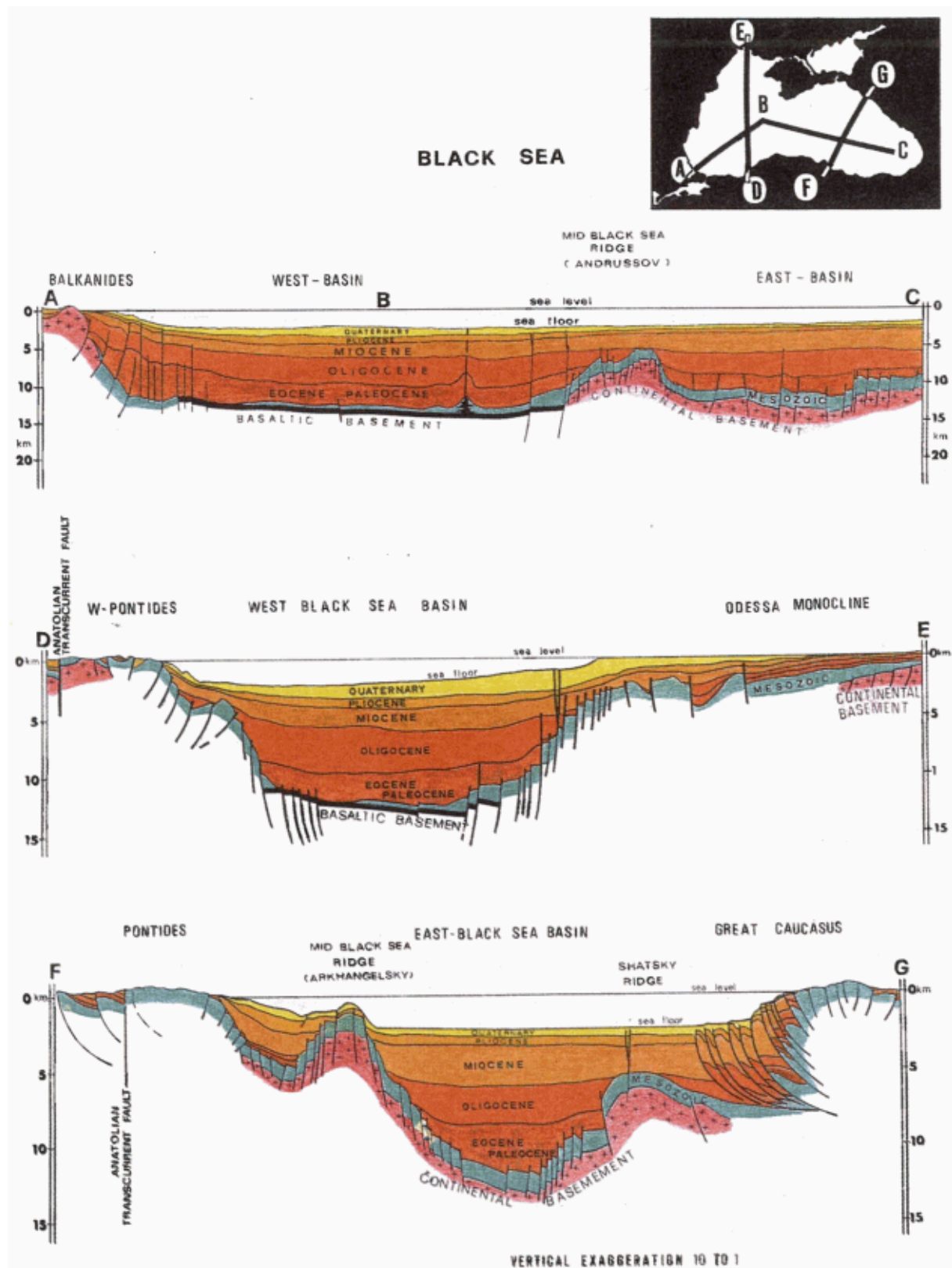


Figure I-8. Coupe géologique de la mer Noire [Finetti et al., 1988].

Sur les données sismiques rassemblées par ces auteurs, le remplissage des bassins profonds est caractérisé par des réflecteurs parallèles plans continus. Les dépôts accumulés sur les marges ont eux été fortement tectonisés (chevauchements des Pontides, Balkanides et Grand Caucase) à l'exception des sédiments de la marge Nord-Ouest relativement épargnés par la compression et que seule la subsidence, par ailleurs générale (chapitre I-1.7), a affecté.

I-1.6.1. Les dépôts syn-rift

Selon Robinson [Robinson et al., 1995], les rares dépôts syn-rift du bassin se limiteraient aux formations aptiennes et albiennes des Pontides occidentales et centrales et de la dépression d'Istria (sous le plateau Roumain). Ces dépôts essentiellement détritiques sont constitués dans les Pontides de grès associés à des turbidites et des olistostromes et dans la dépression d'Istria de grès calcaires friables [Catuneanu, 1991].

I-1.6.2. Les dépôts post-rift

a. Crétacé supérieur - Paléocène inférieur

Les sédiments syn-rift des Pontides sont recouverts en discordance par des carbonates pélagiques cénomaniens associées à des tufs volcaniques, laves et turbidites. Au Nord du bassin (Crimée et Roumanie) l'influence volcanique diminue et les craies datant du Cénomaniens au Danien drapent les blocs basculés sous-jacents. Au centre du bassin occidental, les sédiments du Crétacé supérieur sont supposés être des turbidites distales associées à des craies qui scellent le toit du socle basaltique [Robinson et al., 1995].

Dans le modèle de Robinson [Robinson et al., 1995], les séries du Crétacé supérieur constituent la partie la plus récente des formations pré-rift du bassin oriental.

b. Paléocène supérieur - Eocène inférieur

Les dépôts d'âge paléocène supérieur à éocène affleurant dans les Pontides sont principalement des turbidites siliciclastiques. Dans le bassin occidental, au large de la Turquie, les géométries en *downlap* sont associées à la présence, dès cette époque, d'éventails sous-marins profonds. Dans le bassin oriental, alors en formation selon le modèle de Robinson [Robinson et al., 1995], les sédiments pélagiques éocènes inférieurs drapent les blocs basculés du *Mid Black Sea High*.

c. Eocène moyen et supérieur

Cet intervalle se caractérise par le remplissage passif des deux bassins par des turbidites siliciclastiques [Robinson et al., 1995].

Finetti [Finetti et al., 1988] souligne l'épaisseur des séries du Paléocène-Eocène qu'il estime à 3700 m dans les deux bassins profonds. Ses séries atteignent selon lui 4900 m d'épaisseur sous le plateau nord-ouest et 8000 m dans le bassin de Kemchia et correspondent aux séries les plus puissantes jamais mises en place en mer Noire.

d. Oligocène - Miocène inférieur (Maykopien)

Cet intervalle de l'échelle standard internationale correspondrait à l'étage Maykopien de l'échelle stratigraphique paratéthysienne [Jones et Simmons, 1997]. Le terme Maykopien se

réfère au faciès argileux noir des marges qui constitue une importante roche mère d'hydrocarbures sur le pourtour de la mer Noire. Sur la plate-forme nord-ouest, les forages roumains montrent que la base de cette intervalle (Oligocène) est effectivement dominée par le dépôt d'argile [Robinson et al., 1995], mais que sa partie supérieure (Miocène inférieur), comme pour toute la Paratéthys centrale [Steininger, 1987], correspond à un hiatus [Catuneanu, 1991].

Dans le centre du bassin, cet intervalle semble caractérisé par la mise en place de turbidites [Robinson et al., 1995].

e. Miocène moyen - supérieur

Les cycles sédimentaires décrits pour cette période en mer Noire sont le Badénien, le Sarmatien, le Méotien et le Pontien [Jones et Simmons, 1997]. Sur la plate-forme roumaine, le cycle Badénien-Sarmatien (Miocène moyen) correspond à des sédiments détritiques [Robinson et al., 1996]. Le Méotien est absent et le Pontien (Miocène supérieur) repose en discordance sur le Badénien-Sarmatien [Robinson et al., 1996]. Dans le bassin, l'intervalle Miocène moyen et supérieur correspond aux sédiments les plus anciens échantillonnés dans les forages du Leg DSDP 42B [Ross et Neprochnov, 1978]. L'histoire sédimentaire du bassin enregistrée dans les carottes DSDP inclut la mise en place au Miocène supérieur de *black shales* surmontées d'évaporites carbonatées associées à des sédiments détritiques grossiers caractérisant un milieu de dépôt peu profond [Stoffers et al., 1978]. Le dépôt de ces derniers sédiments sur et en pied de pente semble témoigner d'une chute drastique du niveau de base de la mer Noire à cette époque [Hsü, 1978b; Kojumdgieva, 1983; Kvasov, 1983].

Les sédiments oligocènes (4000 m) et miocènes (2000 m) représentent une part importante des sédiments accumulés dans le bassin [Finetti et al., 1988] (Figure I-8).

f. Pliocène et Quaternaire

De la fin du Miocène au début du Quaternaire, la sédimentation du bassin est caractérisée par des périodes de sédimentation chimique marquées [Hsü, 1978b]. Sur la marge nord-ouest, les sédiments pliocènes sont détritiques [Robinson et al., 1996]. Le Quaternaire est caractérisé par une augmentation significative de la sédimentation terrigène déritique. Cette augmentation est due principalement à l'installation au Quaternaire (fin du Pléistocène) [Wong et al., 1994], voire dès la fin du Pliocène [Liteanu et al., 1961], du cours actuel du Danube vers la mer Noire. On assiste à la faveur des variations climatiques et des variations eustatiques associées à la mise en place du gigantesque éventail sous-marin des fleuves Danube et Dniestr [Wong et al., 1994; Popescu, 2002].

Aujourd'hui, malgré l'excès des apports terrigènes, la sédimentation pélagique conserve un rôle majeur dans le bassin profond [Ergün et Cifci, 1999].

D'après Finetti [Finetti et al., 1988], les séries plio-quaternaires ont une épaisseur moyenne de 1900 m, mais atteignent 4000 m d'épaisseur au niveau du *Deep Sea Fan* du Danube. Robinson [Robinson et al., 1995] attribue au Quaternaire une épaisseur plus importante (2500 m dans le bassin). Dans cette interprétation, l'épaisseur des séries oligocènes, miocènes et pliocènes sous-jacentes est donc moindre.

I-1.7. Modèle stratigraphique et subsidence

La subsidence en mer Noire a essentiellement été étudiée au travers de la réalisation de modèles de l'évolution tectonique et stratigraphique du bassin. Du fait de la quantité de données sismiques qu'il est nécessaire de rassembler pour les réaliser et les valider, ces modèles n'ont pu être développés que récemment (10 dernières années). Les équipes de recherche impliquées ont ainsi développé deux principaux modèles qui malgré la prise en compte de paramètres de départ quelques peu différents, aboutissent en ce qui concerne la subsidence à des conclusions relativement proches.

L'équipe de Robinson [Robinson et al., 1995; Spadini et al., 1997; Cloetingh et al., 2003] a développé un modèle stratigraphique de la mer Noire basé sur le modèle lithosphérique des bassins occidental et oriental qu'elle venait de proposer [Spadini et al., 1996]. Dans leur modèle stratigraphique, ces auteurs considèrent que le rôle des fluctuations eustatiques dans l'évolution de la paléoprofondeur du bassin est resté mineur face aux variations de profondeur d'eau impliquées par la subsidence. Ils prennent cependant en considération, dans leur modèle, la chute majeure du niveau marin (1500 m) datée du Sarmatien (10 Ma) proposée par Kojumdieva [Kojumdieva, 1983]. Cet auteur, appuyé par Robinson [Robinson et al., 1995], rattache cette chute majeure du niveau marin à la "dessiccation" de la mer Noire proposée à la suite des découvertes du Leg DSDP 42B [Hsü, 1978b; Ross, 1978; Stoffers et al., 1978](Paragraphe I-3.2.1.a). Comme j'y ai brièvement déjà fait allusion, la datation de cet événement est sujette à débat puisque Hsü et Giovanoli [Hsü et Giovanoli, 1979] le rattache de leur côté à la crise messinienne méditerranéenne (5 Ma).

Selon le modèle de Robison et son équipe (Figure I-9), le rifting s'est accompagné dans les deux bassins d'une rapide subsidence. La profondeur d'eau à la fin du rifting est estimée à 5000 m dans le bassin occidental et à 4000 m dans le bassin oriental. Après la phase de rifting, l'augmentation des apports sédimentaires a permis de compenser la subsidence thermique. Le comblement des deux bassins s'est accéléré et la profondeur d'eau a diminué graduellement. Dans le bassin oriental, la charge sédimentaire a entraîné une accélération du taux de subsidence à l'Eocène supérieur. Malgré leur comblement, les deux bassins sont restés des bassins profonds jusqu'à la chute du niveau marin au Sarmatien. Lors de cette chute majeure du niveau de base, les deux bassins profonds ont cédé la place à deux petits lacs de quelques centaines de mètres de profondeur. La remise en eau au Miocène supérieur en créant une surcharge pondérale, a entraîné une subite accélération du taux de subsidence à l'échelle du bassin. Cette subsidence accrue est à l'origine de l'augmentation de la profondeur d'eau au Miocène supérieur et Pliocène. Après équilibrage isostatique, c'est l'augmentation des apports détritiques terrigènes (mise en place du cours actuel du Danube) qui a induit au Quaternaire, et peut-être dès la fin du Pliocène, une nouvelle accélération du taux de subsidence. Le comblement du bassin alors réinitié se poursuit encore aujourd'hui.

L'équipe de Nikisin [Nikishin et al., 2003] dans une synthèse de l'évolution tectonique de la mer Noire présente un modèle stratigraphie/subsidence relativement proche. Cependant, contrairement à l'équipe de Robinson, ces auteurs, ne prennent pas en compte de chute majeure du niveau marin au Sarmatien et considèrent le niveau marin comme relativement stable au cours de l'évolution du bassin. Leur modèle se distingue aussi du précédent en considérant que l'ouverture des deux bassins est synchrone et datée du Crétacé supérieur. Par analogie avec la mer Tyrrhénienne et puis le bassin algero-provençal, il estime que la profondeur des bassins évolue de 3-3,5 km à 2,5-3 km du Cénomanien à l'Eocène. Un de leurs résultats est la mise en évidence de trois phases distinctes dans l'évolution de la subsidence (Figure I-10):

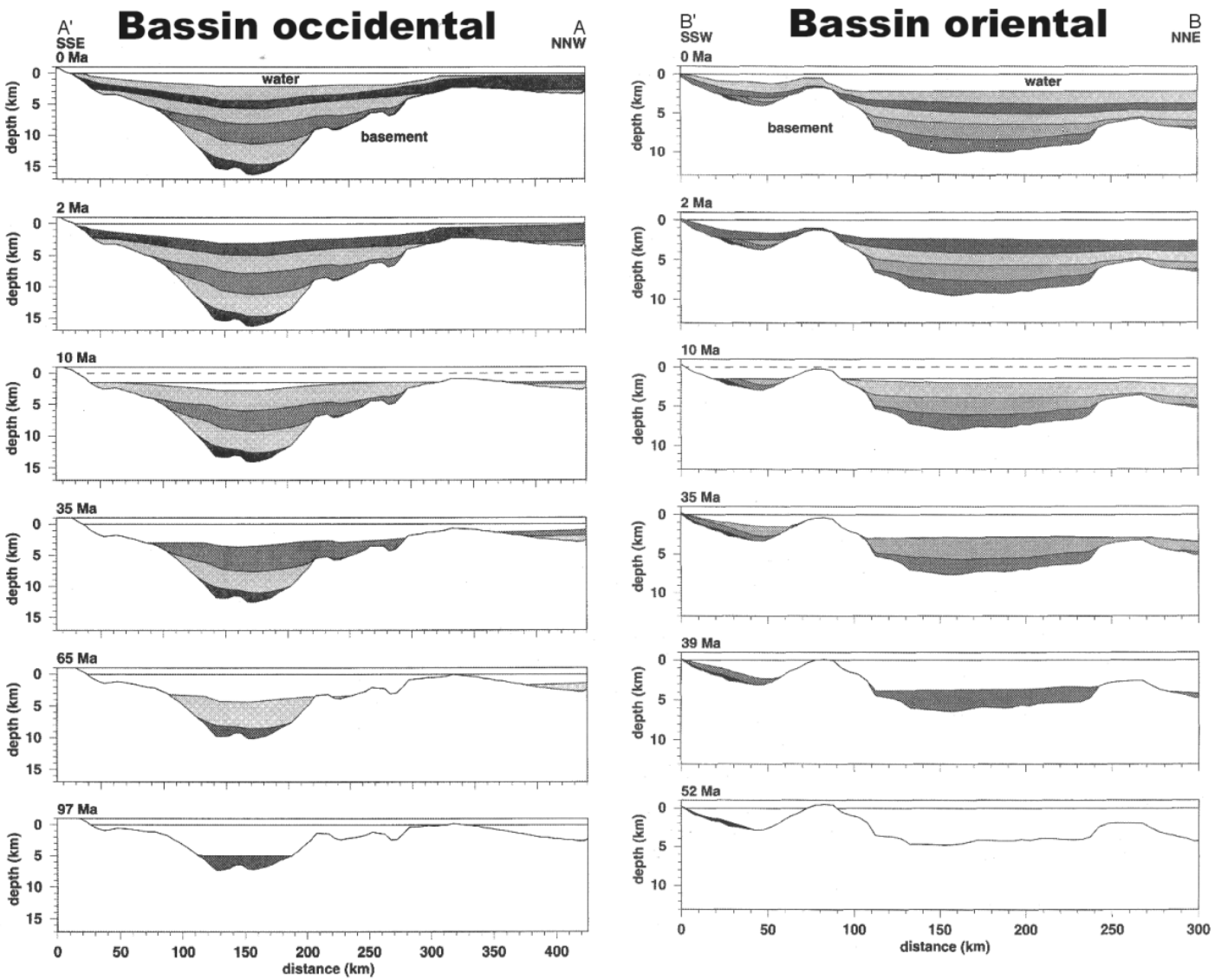
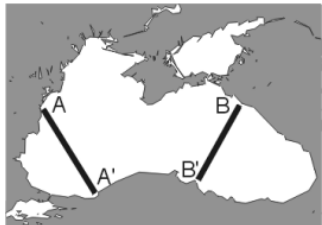


Figure I-9. Modèle stratigraphique de la mer Noire d'après Robinson et al [Robinson et al., 1995].

- Crétacé supérieur - Eocène : la subsidence tectonique atteint dans les bassins occidental et oriental respectivement 4,3 et 3,8 km. Le taux de subsidence tectonique moyen est estimé sur cette période à 70-80 m / Ma.
- Oligocène - Miocène: la profondeur d'eau passe de 2500 à 2250 m. Le taux de subsidence tectonique est beaucoup plus faible (20-30 m / Ma) et le socle ne descend que de 600 m à l'Ouest et de 400 m à l'Est.
- Pliocène - Quaternaire: le taux de subsidence, parallèlement au comblement du bassin, s'accélère et la profondeur d'eau atteint sa valeur actuelle de 2000 à 2200 m. La subsidence tectonique sur cette courte période est de 450 à 500 m. Le taux de subsidence tectonique moyen grimpe jusqu'à 85 m / Ma et atteint localement 250 m / Ma. Cette rapide subsidence plio-quaternaire serait essentiellement due à la "déflexion" lithosphérique (*downward bending*) induite par le contexte compressif.

En dépit de leurs différences initiales, les deux modèles proposent une évolution de la subsidence en mer Noire relativement semblable. Ils mettent notamment tous les deux en avant l'importante accélération de la subsidence au Plio-Quaternaire. Ils confirment et précisent les tendances révélées par les calculs plus anciens [Zonenshain et Le Pichon, 1986].

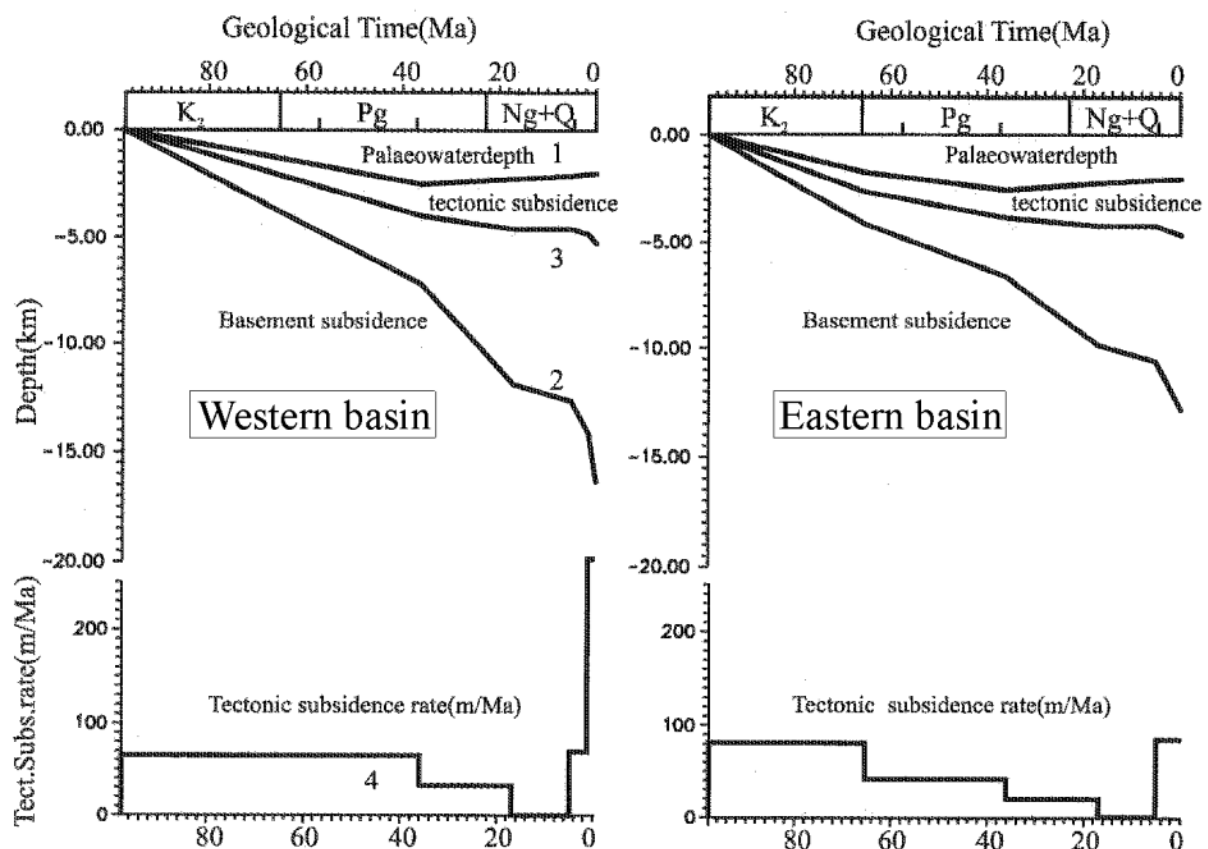


Figure I-10. Modèle 1D de l'évolution de la subsidence en Mer Noire. 1- paléoprophondeur d'eau, 2- subsidence totale, 3- subsidence tectonique, 4- taux de subsidence tectonique [Nikishin et al., 2003].

Chapitre I-2. Présentation de la problématique

La problématique traitée dans ce mémoire s'inscrit dans le cadre de l'évolution paléogéographique de la mer Noire au sein de la Paratéthys. Afin de mieux comprendre les interrogations qui sont à la base de ce travail de recherche nous exposerons préalablement :

L'évolution paléogéographique de la Paratéthys.

Les échelles stratigraphiques paratéthysiennes et leur corrélation avec l'échelle standard méditerranéenne.

I-2.1. La Paratéthys

I-2.1.1. Individualisation et différents domaines:

La fermeture totale de l'océan Téthys s'accompagne de la mise en place au début du tertiaire sur la marge sud du continent eurasiatique, d'un contexte compressif résultant des collisions de fragments continentaux entraînés par la convergence des plaques le long du front alpin (chapitre I-1.5).

Les bouleversements tectoniques impliqués par ces collisions aboutissent dès la fin de l'Eocène à l'individualisation, de part et d'autre de l'orogène alpin, de deux nouveaux domaines de sédimentation :

- au Nord, le domaine paratéthysien constitué de l'alignement des bassins marginaux nés de la subduction de la Téthys sous le continent eurasiatique (chapitre I-1.5).
- au Sud, le domaine méditerranéen, relique de l'extrémité occidentale de l'océan disparu.

La vaste mer intracontinentale paratéthysienne s'étendait d'Ouest en Est à travers l'Europe centrale et une partie de l'Asie, du pied des Alpes jusqu'à la mer d'Aral. Elle est traditionnellement subdivisée en trois sous-domaines [Senes, 1979; Steininger et Papp, 1979](Figure I-11 et Figure I-12):

- La Paratéthys occidentale, la moins étendue, correspondait au bassin rhodanien associé aux bassins molassiques péri-alpins.
- La Paratéthys centrale, coincée entre les Alpes à l'Ouest, les Carpates au Nord-Est et les Dinarides au Sud, était constituée essentiellement des bassins Pannonique (plaines hongroises) et Transylvanien (Nord-Ouest de la Roumanie), aujourd'hui comblés.
- La Paratéthys orientale, la plus vaste, limitée au Nord par la plate-forme russe et au Sud par les chaînes alpines turques et iraniennes, comprenait les bassins Euxinique et Aralo-Caspien. Les vestiges de la Paratéthys orientale sont représentés aujourd'hui par le couple mer Caspienne/mer d'Aral et **la mer Noire** (bassin Euxinique) aujourd'hui séparés par la chaîne du Caucase.

Le bassin Dacique, coincé entre les Carpates et les Balkans, est considéré comme un domaine de transition qui est passé au cours de l'évolution paléogéographique de la Paratéthys de son domaine central à son domaine oriental. Ce bassin, aujourd'hui comblé, correspondait à la partie sud de l'avant-fosse carpatique.

I-2.1.2. Evolution de la Paratéthys

Par le biais de la constance de ses communications avec les domaines océaniques atlantique et indien, l'évolution environnementale du bassin méditerranéen est restée relativement simple et les conditions marines y ont perduré du début de l'Oligocène jusqu'à la fin du Miocène. L'évolution environnementale et paléogéographique de la Paratéthys, marquée par de nombreux épisodes de déconnexion totale ou partielle vis-à-vis des domaines méditerranéen et océaniques voisins, apparaît beaucoup plus complexe sur cette période. Il en a résulté, en particulier à partir du Miocène moyen, une évolution souvent indépendante de chacun des sous-domaines paratéthysiens. En privilégiant le développement de faunes et de flores endémiques [Steininger et al., 1976; Rögl et al., 1978], cette situation a conduit les stratigraphes à édifier des systèmes d'étages régionaux spécifiques à la Paratéthys centrale et orientale (Figure I-13).

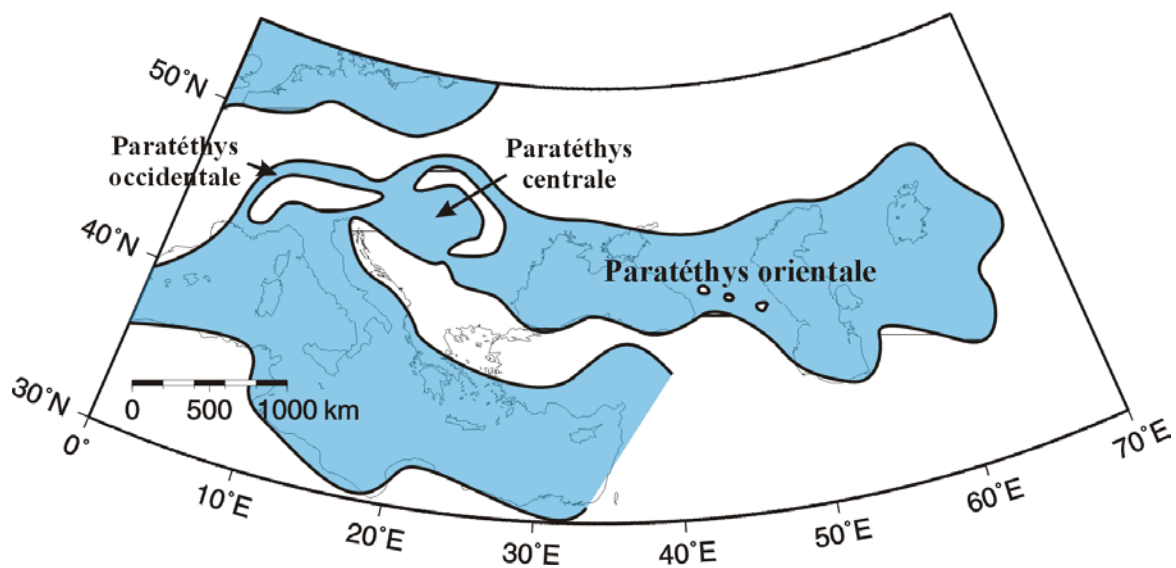


Figure I-11. Configuration des trois domaines de la Paratéthys au cours du Miocène, modifié de Steininger et Papp [Steininger et Papp, 1979].

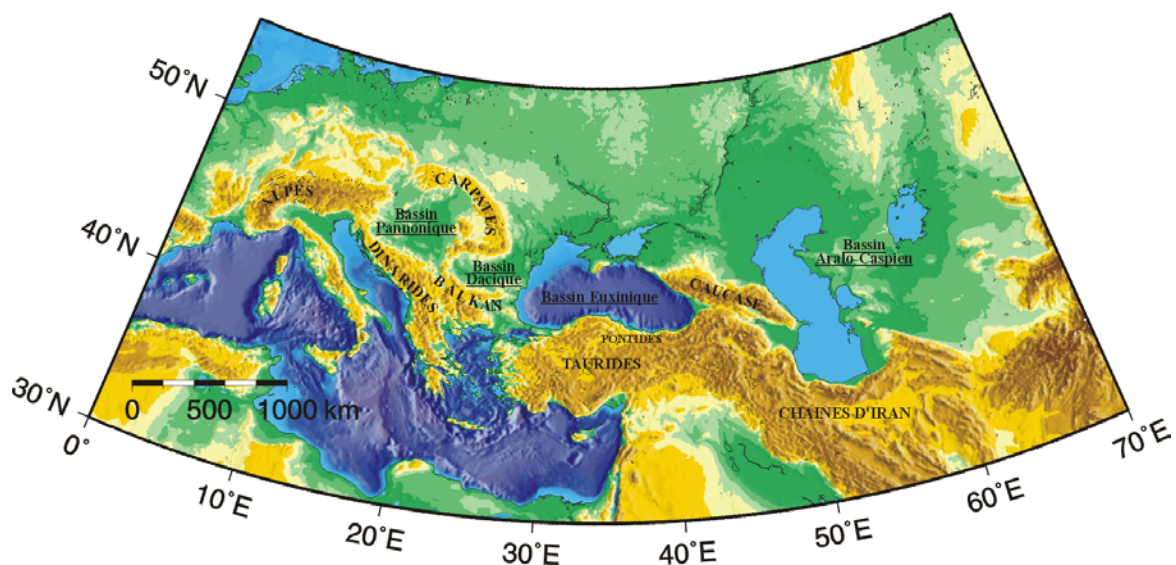


Figure I-12. Bassins actuels, vestiges de la Paratéthys.

CHRONOSTRAT.				BIOSTRAT.		MAG.	REGIONAL STRATIGRAPHY		
							CENTRAL PARATETHYS	EASTERN PARATETHYS	
								BLACK SEA	CASPIAN
HOI				N23	NN21	1	QUATERNARY		
PLEIST.				N22	NN19	2			
PLIOCENE	LT.	PIA-CENZ.	N21	NN18 NN17	3	ROMANIAN	KUYALNIKIAN	AKCHAGYLIAN	
	EV.	ZAN.	N19 /20	NN15 NN14 NN13	4	DACIAN	KIMMERIAN		
MIOCENE	LATE	MESS.	N18	NN12	5	PONTIAN	BOSPORIAN		
		TORTON.	N17	NN11	6		PORTAFERIAN		
					7		NOVORUSSIAN		
	MIDDLE	SERRAVALLIAN	N16	NN10	8	PANNONIAN	MEOTIAN		
					9				
					10				
			N15	NN8	11	SARMATIAN	CHERSONIAN		
				NN7	12		BESSARABIAN		
					13		VOLKHYNIAN		
	EARLY	BURDIG.	N14	NN6	14	BADENIAN	KONKIAN		
			N13				KARAGANIAN		
			N12	NN5	15		CHOKRAKIAN		
			N11				TARKHANIAN		
		AQUITANIAN	N10						
			N9						
N8			NN4	16	KARPATIAN		KOZAKHURIAN		
N7			NN3	17	OTTNANGIAN		SAKARAULIAN		
N6	NN2	18	EGGENBURGIAN						
LATE	CHATTIAN	N5	NN1	19	EGERIAN	CAUCASIAN			
				20					
				21					
				22					
OLIGOCENE	EARLY	RUPELIAN	N4B			KISCELLIAN	SOLENOVIAN		
							PSHEKHIAN		
	LATE		N4A				ROSHENIAN		
			P22	NP25					
			P21	NP24					
			P20	NP23					
EOCENE	LATE	PRIABON.	P19	NP22			BELOGLINIAN		
			P18	NP21					
			P17	NP20					
			P16	NP19					
M	BART	P15	NP18			KUMIAN	KOUNIAN		
		P14	NP17						

Figure I-13. Les étages régionaux des différents domaines paratéthysiens. Proposition de corrélation avec l'échelle stratigraphique standard méditerranéenne, compilation de Jones et Simmons [Jones et Simmons, 1997].

La publication récente de nouvelles données, essentiellement terrestres, concernant la paléogéographie, la paléobiogéographie et l'activité tectonique du domaine péri-téthysien a permis de considérablement préciser l'évolution de ces régions et en particulier celle de la Paratéthys [Rögl, 1999; Dercourt et al., 2000; Meulenkamp et Sissingh, 2003] et les références citées). Nous pouvons résumer ces travaux en quelques étapes:

a. De l'Oligocène au Miocène moyen: des phases d'isolements périodiques

Après leur individualisation, les domaines méditerranéens et paratéthysien sont encore largement ouverts sur les domaines océaniques atlantique, arctique et indien.

Au début de l'Oligocène (Figure I-14.A), alors que sa liaison avec le domaine arctique via le détroit uralien s'est définitivement fermée, la Paratéthys communique encore avec la mer du Nord, via le passage polonais et le graben alsacien. Au Sud, ses échanges avec le domaine méditerranéen diminuent, mais perdurent. Cependant, sous l'effet de l'intensification de l'activité tectonique compressive, les voies de communication se restreignent considérablement.

Au cours du Rupélien (Figure I-14.B), pour la première fois, l'ensemble du domaine paratéthysien se retrouve isolé. Seules persistent, à son extrémité occidentale, deux étroites connections avec la Méditerranée et la mer du Nord. A la faveur de cet isolement, la salinité diminue, des conditions anoxiques se mettent en place (*faciès Black Shales*) et un endémisme marqué se développe (en surface).

Au début du Chattien, les communications avec les domaines méditerranéen et océaniques ainsi que les conditions marines normales sont rétablies [Rögl, 1999]. La Méditerranée ainsi que la Paratéthys communiquent alors directement avec l'océan Indien, comme l'indiquent les incursions faunistiques tropicales. Cette configuration paléogéographique se maintient au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur (Figure I-14.C).

A la fin du Burdigalien (Figure I-14.D), la collision des plaques arabe et anatolienne ferme à l'Est les connexions de la Méditerranée et de la Paratéthys avec le domaine océanique indien. La Méditerranée, associée aux domaines occidental et central de la Paratéthys, devient un "golfe" de l'Atlantique. La surrection généralisée accompagnant ces collisions va par contre isoler la Paratéthys orientale qui se retrouve coupée de toute influence marine. Elle connaît alors un nouvel épisode de salinité réduite, d'endémisme et de conditions anoxiques.

Selon Meulenkamp [Meulenkamp et Sissingh, 2003], les conditions anoxiques, installées dès le premier épisode d'isolement (Rupélien), ont persisté en Paratéthys orientale jusqu'à la fin de la seconde phase de déconnexion (Burdigalien), et ce malgré la transgression oligo-miocène. Cet intervalle de temps (Oligocène-Miocène inférieur), qui correspond à l'étage Maykopien de l'échelle stratigraphique de Paratéthys orientale [Jones et Simmons, 1997], est en effet souvent représenté par un faciès argileux noir (*Black Shales*) caractéristique de conditions de dépôt anoxiques.

Au début du Badénien (Langhien), à la faveur d'une remontée du niveau de l'océan global (haut niveau transgressif TB 2.3 [Haq et al., 1988]), les connexions de la Méditerranée et de la Paratéthys avec le domaine océanique indien sont brièvement rétablies (Figure I-15.E). Tous les domaines paratéthysiens communiquent à nouveau entre eux et on y observe un retour aux conditions marines normales.

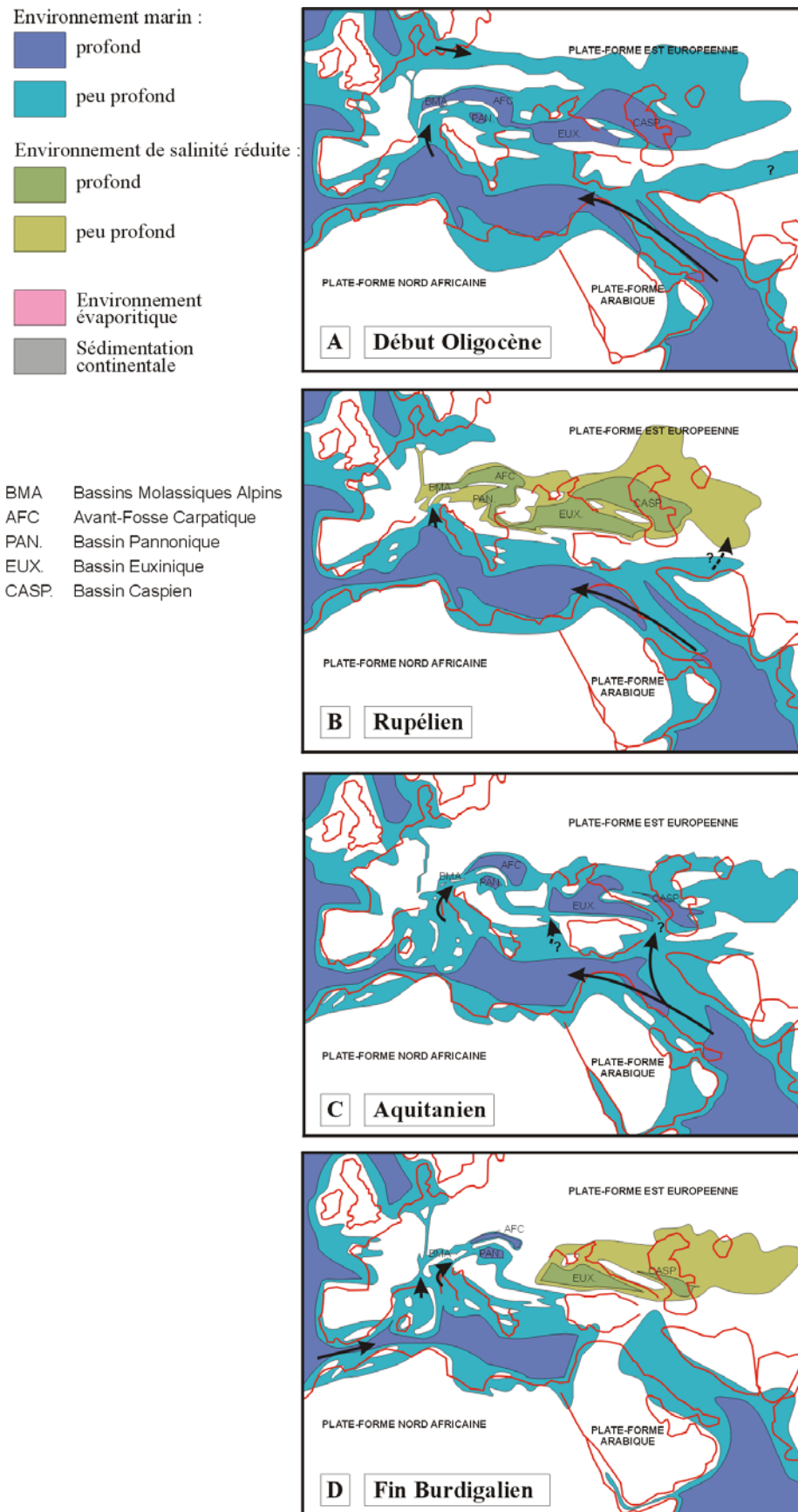


Figure I-14. Reconstructions paléogéographiques au début de l'Oligocène (A), au Rupélien (B), à l'Aquitanién (C) et à la fin du Burdigalien (D), modifié de [Rögl, 1999] et [Meulenkamp et Sissingh, 2003].

Dès le Badénien moyen (Figure I-15.F), la translation vers le Nord de la plaque Arabique le long de la faille du Levant clôt définitivement les communications entre la Méditerranée et l'océan Indien, écourtant ainsi la phase de connexion initiée au Badénien inférieur. La Paratéthys orientale, isolée, est de nouveau un domaine endémique de salinité réduite. L'évolution de la Paratéthys centrale est marquée à cette époque par l'isolement total et la dessiccation des bassins péri-carpatiques (bassin Transylvanien, avant-fosse est-carpatique et bassin Dacique en partie). Cet épisode d'ampleur régionale réduite, parfois appelé "crise de salinité badénienne", correspond à la mise en place des fameuses séries évaporitiques badéniennes (gypse et sel de Transylvanie et de Pologne). Seul le bassin Pannonique, encore connecté à la Méditerranée, reste marin.

Au Badénien supérieur, la Paratéthys connaît sa dernière incursion océanique via une connexion directe avec l'océan Indien. Pour la dernière fois l'ensemble des domaines paratéthysiens communiquent entre eux (Figure I-15.G).

b. Le Miocène supérieur: la Paratéthys endémique

A partir de la fin du Miocène moyen (fin du Badénien), les bouleversements paléogéographiques et sédimentaires initiés lors des phases précédentes vont être poussés à leur paroxysme: la surrection généralisée associée à l'orogénèse alpine va peu à peu s'imposer par rapport aux effets de l'eustatisme global, ce qui va entraîner l'isolement, la dislocation et le comblement progressif du domaine paratéthysien [Meulenkamp et Sissingh, 2003].

Au Sarmatien, les voies de communication entre la Paratéthys et l'océan Indien sont condamnées et la Paratéthys se retrouve définitivement isolée de toute influence marine directe. Malgré la mise en place d'un étroit corridor de communication avec la Méditerranée à l'Est de l'Anatolie, la Paratéthys connaît une importante chute de salinité et entre dans une longue phase d'endémisme prononcé (Figure I-15.H). Cette période marque le début de la fragmentation de la Paratéthys en plusieurs sous-bassins. Ainsi, la dernière des deux importantes phases de surrection des Carpates (phase orogénique moldavienne [Sandulescu et Visarion, 2000]) va largement contribuer à l'isolement progressif du bassin Pannonique au cours du Sarmatien. La Paratéthys orientale, outre sa chute de salinité, voit sa surface diminuer. A cette époque le Danube, tel que nous le connaissons aujourd'hui, n'existe tout simplement pas. Les eaux que draine le fleuve actuel alimentaient deux bassins distincts: le bassin Pannonique pour leur partie alpine et le bassin Dacique pour leur partie carpatique [Kojumdieva, 1983].

Selon quelques auteurs, la fin du Sarmatien (Chersonien) est caractérisée dans le bassin Euxinique (mer Noire) par un bref épisode régressif [Chepalyga, 1985; Rögl, 1999]. Kojumdieva, en s'appuyant sur la découverte de formations évaporitiques dans les forages du Leg DSDP 42b [Ross et Neprochnov, 1978], propose que cet épisode corresponde à une véritable phase de dessiccation de la mer Noire. Nous verrons (paragraphe I-3.2.1.a) que cette hypothèse ne peut plus aujourd'hui s'appuyer sur ces séries évaporitiques.

Les auteurs partisans de cette phase de dessiccation, s'accordent pour une remise en eaux au début du Meotien via l'ouverture d'une série de grabens entre la mer Egée et la mer Noire. Cette nouvelle connexion avec le domaine méditerranéen, dite corridor nord-égéen [Meulenkamp et Sissingh, 2003], n'en constitue pas moins un seuil au delà duquel la Paratéthys orientale va continuer sa propre évolution (Figure I-16.I)

Au cours du Meotien, les bassins molassiques péri-alpins, qui constituaient la Paratéthys occidentale, vont achever leur remplissage. En Paratéthys centrale, le bassin Pannonique, désormais définitivement isolé, voit son comblement déjà bien avancé et le colmatage du bassin Transylvanien est lui terminé. Le bassin Dacique, qui jusqu'à présent assurait la connexion entre les domaines situés de part et d'autre des Carpates naissants, est intégré à la

Environnement marin :

profond

peu profond

Environnement de salinité réduite :

profond

peu profond

Environnement évaporitique

Sédimentation continentale

BMA Bassins Molassiques Alpains
 AFC Avant-Fosse Carpatique
 PAN. Bassin Pannonique
 DAC. Bassin Dacique
 EUX. Bassin Euxinique
 CASP. Bassin Caspien

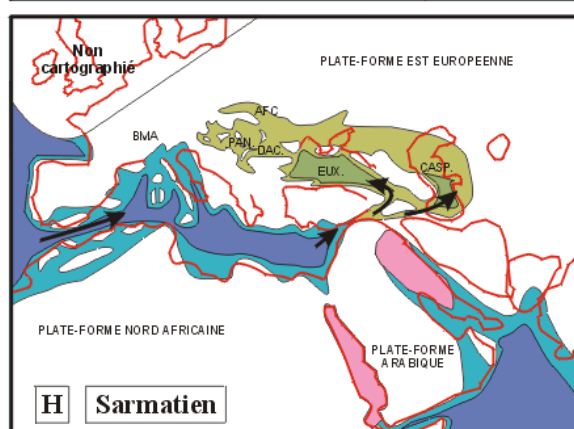
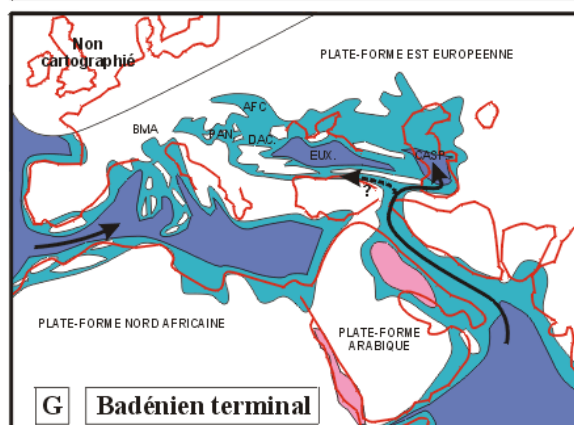
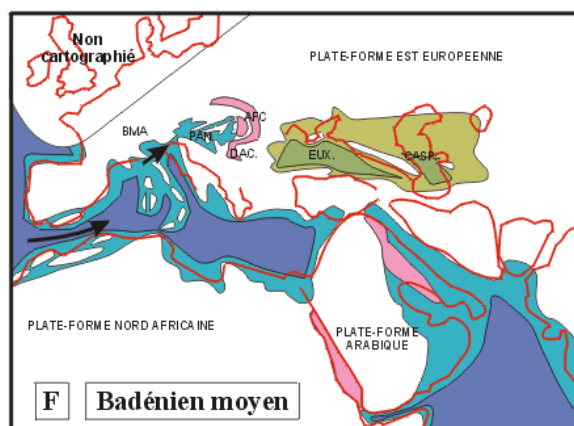
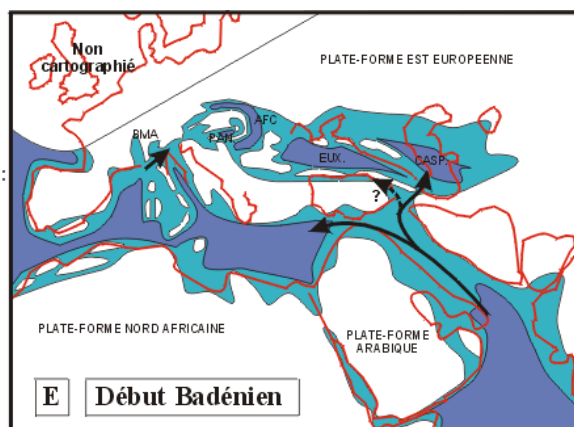


Figure I-15. Reconstructions paléogéographiques au début du Badénien (E), au Badénien moyen (F), au Badénien terminal (G) et au Sarmatien (H), modifié de [Rögl, 1999] et [Meulenkamp et Sissingh, 2003].

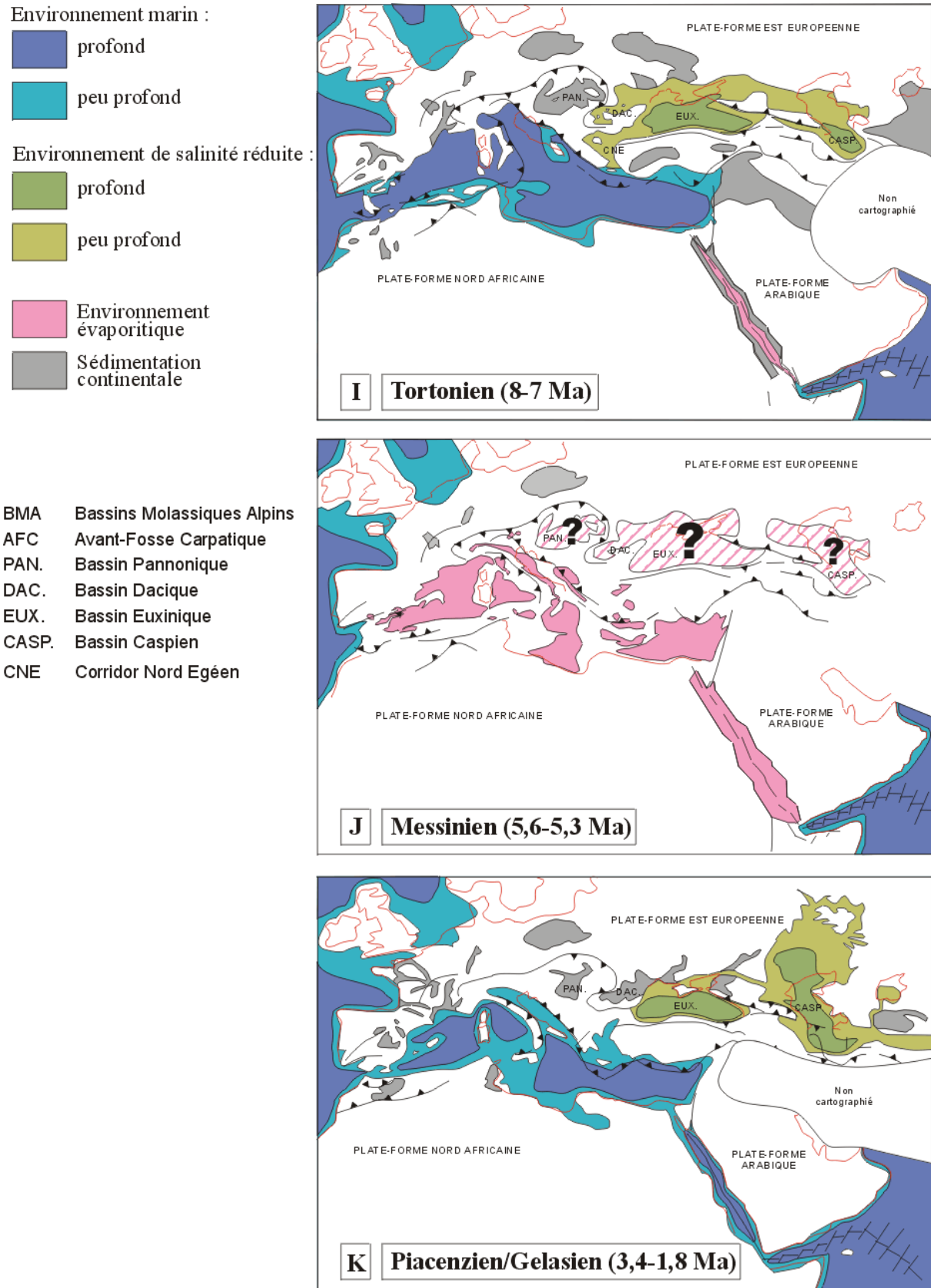


Figure I-16. Reconstitutions paléogéographiques au Tortonien (I), au Messinien (J) et au Pliocène (K). I et K: modifiés de [Meulenkamp et Sissingh, 2003]. J: synthèse d'après [Rögl et Steininger, 1983; Rouchy, 1989] et les références citées dans le texte.

Paratéthys orientale. Plus à l'Est, l'orogénèse Attique, en assurant la surrection rapide du Caucase, va progressivement individualiser les bassins Euxinique (mer Noire) et Aralo-Caspien. D'un point de vue environnemental, la Paratéthys orientale va évoluer graduellement d'un faciès saumâtre vers un faciès lagunaire [Popescu, 2001].

Un nouvel épisode régressif, amorcé à la fin du Meotien, va conduire, en réduisant au strict minimum les échanges avec la Méditerranée, à la mise en place au cours du Pontien de conditions quasi-lacustres dans ce qui reste de la Paratéthys.

c. La fin du Miocène: quelle réaction à l'événement messinien ?

Le Pontien, équivalent du Messinien de l'échelle standard (Figure I-13), va par ailleurs être marqué par la réaction du domaine paratéthysien à l'événement catastrophique qui affecte la Méditerranée à la fin du Miocène : la Crise de Salinité Messinienne, résultat de l'unique et seule phase d'isolement de l'histoire du bassin méditerranéen.

La découverte dans le bassin Dacique de nannoflore méditerranéenne (NN11) met en évidence une brève phase de connexion à haut niveau entre la Paratéthys et la Méditerranée juste avant l'avènement de la crise [Snel et al., 2000; Clauzon et al., accepté; Snel et al., accepté].

Etant donnée la situation paléogéographique, il semble évident que, lors du déroulement de la Crise, l' "assèchement" partiel de la Méditerranée a entraîné l'isolement, cette fois-ci, total des différents domaines paratéthysiens (Figure I-16.J). Si la plupart des auteurs s'accordent sur cet isolement, il existe cependant un véritable débat en ce qui concerne la réaction eustatique de chacun des domaines paratéthysiens à cette situation.

Certains auteurs argumentent en faveur d'une chute du niveau marin dans ces bassins suite à leur isolement: c'est le cas de Steininger et Papp pour le bassin Pannonique [Steininger et Papp, 1979]. En mer Noire, Hsü a interprété l'unité détritico-évaporitique découverte lors du Leg DSDP 42B comme la signature sédimentaire de la "dessiccation" de ce bassin à la fin du Messinien en réponse à l'événement méditerranéen [Hsü et Giovanoli, 1979]. La réaction de l'extrémité orientale de la Paratéthys reste très peu documentée, quelques auteurs russes font cependant allusion à un hiatus [Zubakov, 2000] associé à une chute du niveau de la mer Caspienne à la limite Miocène/Pliocène [Kvasov, 1983].

D'autres auteurs proposent au contraire que ces bassins, à la faveur d'un bilan hydrique positif ou à l'équilibre, se soient maintenus en eaux malgré leur isolement. Rögl décrit un "lac Pontien", contemporain de la Crise de Salinité Messinienne méditerranéenne, s'étendant du bassin Pannonique aux bassins Euxinique et Nord-Egéen, [Rögl, 1998; Rögl, 1999].

Les derniers se contentent d'exposer le débat sans y prendre part [Jones et Simmons, 1997] ou évitent tout simplement d'évoquer le problème [Robinson et al., 1995; Meulenkamp et Sissingh, 2003].

Le dénouement de cet épisode fait cependant l'objet d'un consensus: la brusque remise en eaux pliocène, qui clôt la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée, va brièvement profiter à la Paratéthys centrale et orientale.

d. Le Plio-Quaternaire : la disparition de la Paratéthys

Après la courte transgression du Pliocène basal, alors que la surrection des chaînes alpines se poursuit, la Paratéthys va littéralement se disloquer et beaucoup d'anciens domaines de sédimentation vont se combler définitivement.

Dans le domaine central, le colmatage du bassin Pannonique se poursuit graduellement par l'accumulation de dépôts fluviaux (Danube) ou continentaux avant de s'achever vers la fin du Pliocène inférieur.

La Paratéthys orientale, totalement reconfigurée, est désormais fragmentée en deux grand sous-ensembles: le couple bassin Dacique / bassin Euxinique d'une part et le bassin Aralo-Caspien d'autre part [Robinson et al., 1995; Meulenkamp et Sissingh, 2003] (Figure I-16.K).

Le bassin Dacique se déconnecte progressivement du bassin Euxinique pour passer d'un faciès lagunaire à un faciès lacustre, puis fluvio-continental. Le Danube, après s'être frayé un passage du bassin Pannonique vers le bassin Dacique (les Portes de fer), va y capturer le cours de ses affluents carpatiques. Le comblement de ce bassin s'achève à la fin du Dacien [Jipa, 1997] et c'est seulement à partir de ce moment que le Danube peut rejoindre son exutoire actuel, la mer Noire. Comme nous l'avons déjà évoqué, il va y augmenter la part des apports détritiques de façon significative (paragraphe I-1.6.2.f).

Au cours du Pliocène, le bassin Euxinique et le bassin Aralo-Caspien, tout en restant des milieux de salinité fluctuante, vont voir leur surface considérablement réduite jusqu'à devenir les actuelles mer Noire, mer Caspienne et mer d'Aral. La dernière phase d'évolution de ces bassins est largement contrôlée par le glacio-eustatisme et les fluctuations paléoclimatiques quaternaires.

I-2.2. Les échelles stratigraphiques paratéthysienne et méditerranéenne, leur corrélation

L'évolution géodynamique de la Paratéthys, marquée par de nombreux épisodes d'isolement privilégiant le développement de faunes et de flores endémiques, en a fait un ensemble de provinces biostratigraphiques singulières. La considérable restriction de ses échanges avec les domaines marins voisins à partir du Miocène moyen a justifié le développement du concept des étages régionaux de la Paratéthys centrale et orientale, fondés sur la composition des malacofaunes paratéthysiennes [Papp et al., 1974; Marinescu, 1978; Papaianopol et Motas, 1978; Olteanu, 1979; Papaianopol et Marinescu, 1995; Rögl, 1998; Chumakov, 2000]. Bien que ces étages présentent une résolution biostratigraphique excellente pour l'ensemble de la Paratéthys centrale et orientale, le caractère endémique des espèces qui les définissent réduit considérablement les possibilités de corrélation directes avec les domaines marins extérieurs et en particulier avec les étages du système standard méditerranéen.

Comme l'approche biostratigraphique marine s'avérait à priori inadéquate, les tentatives de corrélation des échelles méditerranéenne et paratéthysienne se sont d'abord basées sur d'autres méthodes: (1) la biostratigraphie terrestre (mammifères)[Steininger et Papp, 1979], (2) la suggestion de corrélation entre les limites de séquences paratéthysiennes et la courbe eustatique globale [Jones et Simmons, 1997], (3) le paléomagnétisme, quasiment systématiquement mise en œuvre [Semenenko et Pevzner, 1979; Steininger et Papp, 1979; Pevzner, 1986; Jones et Simmons, 1997]. Ces études ont largement contribué à "déblayer" ce vaste chantier chrono-stratigraphique et ont abouti à un consensus qui servira de base aux travaux ultérieurs. Selon ce consensus, les étages Badénien et Sarmatien correspondent au Miocène moyen, le Pannonien (Méotien de la Paratéthys orientale) et le Pontien correspondent au Miocène supérieur, le Dacien et Romanien (respectivement Kimmérien et Kuyalnikien du domaine oriental) correspondent au Pliocène [Jones et Simmons, 1997; Rögl, 1998; Meulenkamp et Sissingh, 2000] (Figure I-17).

Toutefois, ces nombreuses tentatives sont restées soumises dans le détail à de nombreux réajustements jusqu'à ce que plusieurs niveaux à nannoflores méditerranéennes aient été découverts dans les bassins Dacique [Marunteanu, 1992] et Euxinique (péninsule de Kertch et Taman, région de la mer d'Azov)[Semenenko et Lyul'eva, 1978]. Ces découvertes ont constitué une nouvelle donne pour la stratigraphie et la paléontologie de la Paratéthys en permettant enfin le calage biostratigraphique direct (micropaléontologie) avec la Méditerranée. En confirmant que de brefs échanges lors des hauts niveaux marins avaient existé au cours du Néogène entre les domaines paratéthysien et méditerranéen, elles ont également considérablement changé les concepts paléogéographiques établis pour cette période (chapitre I-2.1.2).

Les onze associations successives (se répartissant entre les zones NN6 et NN14) qui balisent les séries du bassin Dacique, du Badénien supérieur au Romanien basal, ont permis le réajustement précis des étages régionaux daciques avec les étages standards méditerranéens [Papaianopol et Marunteanu, 1993; Drivaliari et al., 1997; Marunteanu et Papaianopol, 1998](Figure I-18). Cependant, pour la période clé du passage du Miocène au Pliocène et notamment la fin du Pontien, susceptible d'inclure la manifestation de la Crise de Salinité Messinienne, les corrélations demeuraient problématiques. Ce n'est qu'à la suite de travaux incluant une investigation complète du bassin Dacique [Clauzon et al., accepté], qu'ont pu être proposées les corrélations entre ces séries et les grands événements régionaux de la Crise de Salinité Messinienne (surface d'érosion calée par un influx de la biozone NN11 sous-jacent) et de la soudaine transgression zancéléenne (*Gilbert delta* révélant un influx de la zone NN12 surmontant cette surface d'érosion) (voir chapitre I-3.2.2). En accord avec une étude portant

sur la partie nord du bassin [Snel et al., 2000], ces auteurs proposent que le Bosphorien (dernière subdivision du Pontien) du bassin Dacique se trouve à cheval sur la limite Miocène-Pliocène, sa partie supérieure débordant légèrement dans le Zancéen (Figure I-19).

Ma	Chronos	Polarité	Séries	Etages			Mammifères			
				Standard (Méditerranée)	Paratéthys centrale	Paratéthys orientale				
1	C1		Pliocène	Quaternaire						
	C2			Gelasien	Romanien	Kuyalnikien	MN17 - MN15			
3	C2A			Piacenzien		Kimmérien				
	C3			Zanceléen	Dacien			MN14		
5	C3A		Miocène	Messinien	Pontien	Pontien Bosphorien Portaférien Novorussien	MN13			
7	C3B			Tortonien	Pannonien	Meotien	MN12			
	C4						MN11			
9	C4A						MN10			
	C5						MN9			
11	C5A			Serravalien	Sarmatien	Sarmatien Chersonien Bessarabien Volhynien	MN 8-7			
13	C5AB					Konkien Karaganien Tshokrakien	MN6			
	C5AC									
	C5AD			Badenien	Tarkhanien	MN5				
15	C5B						Langhien			
17	C5C			Burdigalien	Carpatien	Kotsakhurien	MN4			
	C5D				Otnnangien					
19	C5E				Eggenburgien	Sakaraulien	MN3			
21	C6A			Aquitaniens						
	C6AA			Egerien	Karadzhalgien	MN1				
23	C6B				Kalmykien	MP 28-30 MP27 - MP24				
	C6C									
25	C7		Oligocène	Chattien	Kiscellien	Solenovien	MP23 - MP21			
27	C8			Rupélien						
	C9									
29	C10			Kiscellien	Pshekien	MP23 - MP21				
31	C11									
	C12									
33	C13		Eocène	Priabonien	Priabonien	Beloglinien	MP20 - MP17			
35	C15									
	C16									
37	C17									

Figure I-17. Corrélation chronostratigraphiques classiquement admises entre l'échelle standard méditerranéenne et les échelles régionales paratéthysiennes. Compilation personnelle, d'après [Berggren et al., 1995; Jones et Simmons, 1997; Rögl, 1998; Steininger, 1999; Meulenkamp et Sissingh, 2000; Harzhauser et al., 2002].

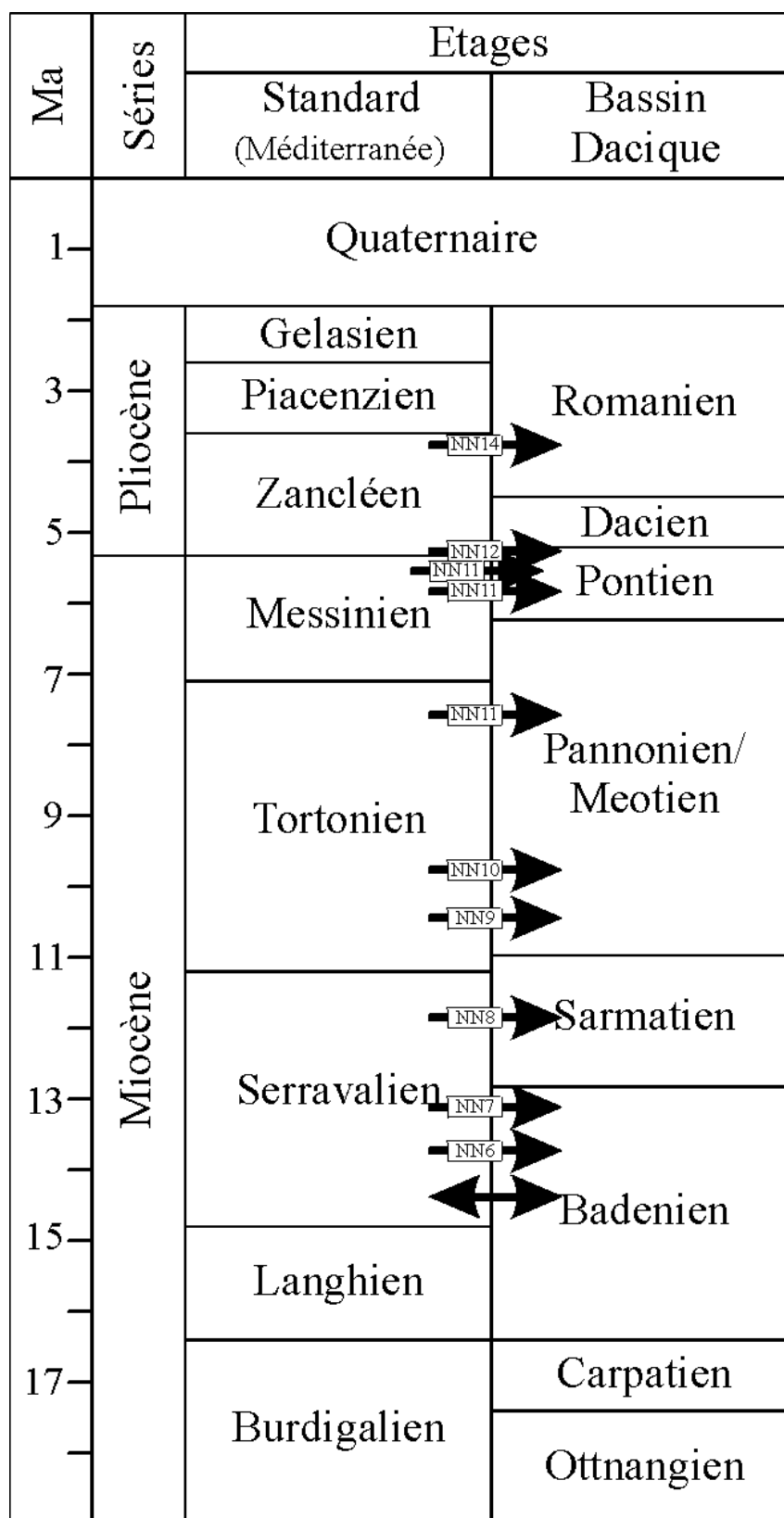


Figure I-18. Corrélations chronostratigraphiques entre la Méditerranée et le bassin Dacique depuis 18 Ma basée sur les influx de nannoplanctons méditerranéens. Compilation modifiée de Clauzon, Suc et Popescu (communications personnelles et [Popescu, 2001], d'après [Marunteanu, 1992; Papaianopol et Marunteanu, 1993; Drivaliari et al., 1997; Marunteanu et Papaianopol, 1998])

Ma	Polarité	Chron	Zone	Nannopl.	Séries	Etages			
						Standard (Méditerr.)	Bassin Dacique		
2		C2r	Matuy.	NN18	Pliocène	Gelasien	Romanien		
3		C2An	Gauss	NN16-17		Piacenzien			
4		C2Ar	Gilbert	NN15		Zancléen	Dacien		
				NN13-14					
5		C3n		NN12					
		C3r							
6		C3An	5	NN11	Miocène	Messinien	Bosporien	Pontien	
							Portaférien		
							Odessien		
7		C3Bn	7						Pannonien/ Meotien
		C3Br							
8		C4n			Tortonien				

Figure I-19. Récente révision du calage de la chronostratigraphie du Miocène terminal et du Pliocène basal du bassin Dacique par rapport à celle de la Méditerranée d'après les travaux de Snel [Snel et al., 2000] et de Clauzon et al [Clauzon et al., accepté]. Remarquez la position du Bosporien (dernière subdivision du Pontien) à "cheval" sur la limite Mio-Pliocène.

En ce qui concerne les influx enregistrés dans le bassin Euxinique [Semenenko et Lyul'eva, 1978; Semenenko et Pevzner, 1979; Lyul'eva, 1989], les découvertes de nannoplanctons méditerranéens (biozones NN11 et NN12) dans la région de la mer d'Azov ont certes autorisé des calages beaucoup plus probants et précis que ceux jusqu'alors proposés, mais elles laissent malheureusement le cas de la limite Mio-Pliocène dans cette zone sujet à débat [Chumakov, 2000; Zubakov, 2000]. En effet, bien que ces deux derniers auteurs basent leurs travaux sur les mêmes coupes à terre (en particulier la coupe de Zheleznyi Rog sur la côte sud de la péninsule de Taman) et sur les mêmes arguments (micropaléontologiques et paléomagnétiques), ils en font une interprétation divergente. Cela concerne essentiellement la position exacte de la limite Mio-Pliocène dans l'échelle stratigraphique ponto-caspienne (échelle élaborée par les auteurs russes relative à la région des actuelles mer Noire, mer d'Azov et mer Caspienne).

Chumakov [Chumakov, 2000], dans un effort de reconsidération des précédentes études [Muratov, 1951; Semenenko et Pevzner, 1979; Semenenko, 1987; Zubakov, 1990; Semenenko et Teslenko, 1994], s'applique à démontrer l'analogie entre les événements géologiques qui ont affecté les bassins méditerranéen et euxinique (mer Noire) au Miocène terminal et Pliocène basal. Il s'appuie pour cela sur des marqueurs érosifs, qu'il met en lien avec la manifestation de la crise messinienne en mer Noire, post-datés par un influx

méditerranéen (assemblage à *D. quinqueramus*, *C. tricorniculatus* et *C. acutus*) qu'il attribue à la remise en eaux zancléenne (voir chapitre I-3.2.1.b). Il ressort de son raisonnement que la limite Mio-Pliocène correspond exactement à la limite Pontien-Kimmérien de l'échelle stratigraphique russe (Figure I-20, colonne 2).

Pour Zubakov [Zubakov, 2000], qui privilégie l'approche paléomagnétique, la limite Mio-Pliocène dans la région ponto-caspienne correspond à la base des *kutrya beds* (sous-unité lithologique du Kimmérien), soit une position relativement plus tardive (dans l'échelle considérée) que celle proposée par Chumakov (Figure I-20, colonne3). Cet auteur propose par ailleurs une refonte partielle de l'échelle ponto-caspienne afin de la coordonner avec la nouvelle définition des étages méditerranéens pliocènes [Cita et al., 1999]. Cette refonte implique une redéfinition des limites du Pontien et l'introduction de trois nouveaux étages régionaux : le Panagien, Polovetsien et Polivadinien (Figure I-20, colonne4).

En marge de ces récents efforts de coordination, et malgré tous les arguments cités plus haut, une partie, heureusement restreinte, de la communauté scientifique est-européenne, perpétue la "tradition" [Zubakov, 1990] qui consiste à placer l'intégralité du Pontien dans le Pliocène. Cette habitude, pourtant depuis quelques temps scientifiquement malmenée, résiste encore aujourd'hui [Dinu et al., 2002; Tambrea et al., 2002] et s'avère déconcertante pour quiconque s'intéresse à la limite Miocène-Pliocène (et à l'événement Messinien) en mer Noire.

1						2	3	4					
Ma	Polarité	Chron	Zone	Séries	Etages	Chumakov, 2000	Zubakov, 2000		Séries				
2		C2r	Matuy.	Pliocène	Gelasien	Akchagylien/ Kuyalnikien	Kuyalnikien		Polivadinien				
3		C2An	Gauss		Piacenzien		Polovetsien		Polovetsien				
4		C2Ar	Gilbert		Zancleén	Kimmérien	<i>Kamysh-burun</i> ----- <i>Azov Beds</i>	Kimmérien	<i>Kamysh-burun</i>	Panagien			
5		C3n									<i>Azov Beds</i>	<i>Kutrya</i>	
6		C3r	Miocène	Miocène	Messinien	Pontien	Kimmérien	<i>Azov Beds</i>	<i>Moqui-cardium</i>	Pontien			
6		C3An									5	Bosphorien	<i>Moqui-cardium</i>
6		C3Ar									6	Portaférien	
7		C3Bn			7	Tortonien	Novorussien/ Odessien	Pontien		Meotien	Meotien		
7		C3Br											
8		C4n						Meotien	Meotien				

Figure I-20. Corrélation des étages régionaux russes (région ponto-caspienne) du Miocène supérieur et Pliocène avec l'échelle stratigraphique méditerranéenne : (1) échelle stratigraphique standard méditerranéenne d'après [Berggren et al., 1995], (2) tentative de corrélation d'après [Chumakov, 2000], (3) tentative de corrélation et (4) proposition de redéfinition des étages régionaux russes d'après [Zubakov, 2000].

I-2.3. Les réactions eustatiques de la Paratéthys à son évolution paléogéographique, i.e. : la problématique

Lors de son individualisation, à la fin de l'Éocène, la Paratéthys correspondait à un vaste domaine marin intracontinental. Au cours du Cénozoïque et en réponse à la surrection des chaînes alpines, cette mer s'est disloquée et ses différents sous-domaines se sont progressivement comblés et déconnectés des domaines océaniques et méditerranéens voisins (évolution d'environnements marins vers des environnements saumâtres à lacustres). Cette évolution fut soulignée par le passage graduel d'une sédimentation fine souvent anoxique à des dépôts détritiques terrigènes plus grossiers [Meulenkamp et Sissingh, 2003]. Comme l'illustre la situation dans les actuels vestiges de la Paratéthys - bassins occidentaux comblés (Rhodanien, molassiques, Pannonique, Dacique) et bassins orientaux moribonds (Euxinique, Aralo-Caspien) - cet enchaînement de faits, parallèlement à l'orogénèse alpine, s'est propagé d'Ouest en Est au cours du temps.

Vu dans son ensemble, ce tragique scénario reste simple, mais nous avons vu que dans le détail la succession des événements dans l'histoire de la Paratéthys ne paraît pas toujours aussi évidente. Son évolution est notamment ponctuée de nombreuses phases de connexion/déconnexion successives qui correspondent à autant de retour à des situations paléogéographiques similaires. L'ouverture et la fermeture des voies de communications de la Paratéthys avec les domaines marins extérieurs répondaient à la "compétition" entre les facteurs tectoniques (orogénèse alpine) et l'eustatisme global.

L'une des conséquences directes de l'alternance de ces phases de communication et d'isolement fut respectivement la mise en place d'échanges (faunes et flores) avec les domaines marins extérieurs ou, au contraire, le développement d'un endémisme plus ou moins marqué. Les domaines péri-téthysiens et téthysiens ont fait l'objet ces dernières décennies de très nombreuses études biostratigraphiques et biogéographiques et c'est d'ailleurs sur l'enregistrement des influx croisés et des différentes phases d'endémisme qu'est basée la chronologie aujourd'hui proposée pour ces événements.

L'autre conséquence majeure envisageable, qui s'applique aux domaines paratéthysiens en particulier, concerne les réactions eustatiques de ces bassins à ce "va et vient" paléogéographique. En effet, si en période de connexion, l'évolution du niveau marin des différents domaines paratéthysiens est directement liée à l'eustatisme global, en période de stricte déconnexion, l'évolution eustatique de chaque bassin devient totalement autonome. On conçoit ainsi facilement qu'en cas d'isolement total, ces bassins deviennent endoréiques et que leur niveau de remplissage, alors dépendant de la durée d'isolement et de son bilan hydrique (lui-même contrôlé par les facteurs paléogéographique et paléoclimatique), va pouvoir évoluer selon trois principales tendances :

- Si le bilan hydrique est largement positif, le niveau du bassin va rapidement monter jusqu'à ce qu'il trouve un exutoire naturel vers un bassin ou un océan voisin et qu'il en vienne à se déverser dans celui-ci.
- Si le bilan hydrique reste proche de l'équilibre, le niveau, soumis à des fluctuations de faible amplitude, va rester relativement stable.
- Enfin, si le bilan hydrique est nettement négatif, on va assister à un brutal effondrement du niveau de base du bassin, pouvant aller jusqu'à sa dessiccation totale. Le plus bel exemple d'une telle manifestation est bien sur la Crise de Salinité Messinienne au cours de laquelle la Méditerranée, sans jamais cependant s'assécher complètement, a vu son niveau chuter de plus de 2000 m (voir chapitre I-3.1).

Une fois reconnecté, le niveau de ces bassins va rapidement se rééquilibrer avec le niveau marin global.

Il est important de noter, qu'étant donnée la taille (superficie) limitée de ces bassins, en cas de déséquilibre hydrologique, les variations du niveau marin vont y avoir une expression extrêmement brutale, quasi instantanée à l'échelle des temps géologiques. Or, mis à part le cas de la Méditerranée, les exemples de fluctuations eustatiques de très forte amplitude sur de très brèves durées dans des bassins isolés restent assez peu documentés à travers le Monde.

Par ailleurs, si, comme nous l'avons vu, l'impact biogéographique de ces phases de connexion/déconnexion est aujourd'hui relativement bien connu, leur impact sur l'évolution eustatique des bassins paratéthysiens reste largement indéterminé. Parmi ces bassins, il en existe un pour lequel les différents scénarios sus-cités - et en particulier le scénario d'effondrement eustatique - y ont été à plusieurs reprises proposés [Hsü et Giovanoli, 1979; Steininger et Papp, 1979; Kojumdieva, 1983; Robinson et al., 1995; Rögl, 1998; Chumakov, 2000]. Il s'agit du bassin Euxinique (actuelle mer Noire), où la situation à ce sujet reste cependant confuse. Dans ce bassin, les différentes hypothèses s'opposent à propos de la chronologie, de la datation ou de l'ampleur des événements successivement proposés.

Nous soulevons donc ici une problématique majeure à laquelle l'étude des bassins de la Paratéthys, et notamment de la mer Noire, semblent particulièrement se prêter. Au regard de l'évolution paléogéographique particulière de la Paratéthys, il paraît désormais indispensable de s'interroger sur les réactions eustatiques de ses différents domaines face à leurs isolements successifs.

Cette problématique constitue donc le principal axe de recherche des travaux présentés dans ce mémoire. Cependant, cette étude ne prétend pas pouvoir répondre dans son intégralité à la problématique posée, le domaine paratéthysien est en effet beaucoup trop vaste pour qu'une investigation, autre que synthétique, y soit menée sur la totalité de sa superficie. Du fait que le débat sur les réponses eustatiques à l'isolement y soit déjà ouvert, la mer Noire présente un intérêt accru vis-à-vis de notre problématique. C'est pourquoi, entre autre, nous avons choisi d'y concentrer nos recherches. La problématique abordée ici, bien que concernant l'intégralité du domaine paratéthysien, traite donc d'une zone géographiquement limitée à la région de la mer Noire. Elle peut être résumée à la question suivante : Quelles ont été les réactions eustatiques du bassin Euxinique face aux nombreux épisodes de déconnexion qui ont marqué son évolution paléogéographique ?

Répondre à cette question sous entend bien évidemment d'étudier en détails la stratigraphie de la mer Noire de l'Oligocène (première phase de déconnexion) jusqu'à aujourd'hui. C'est en effet au cœur des sédiments accumulés sur cette période que l'on peut espérer trouver aujourd'hui les marqueurs (surface d'érosion, ...) des éventuelles variations eustatiques brutales de ce bassin.

La sismique réflexion apparaît comme l'un des meilleurs moyens pour partir à la recherche de ces marqueurs. Malheureusement dans le bassin Euxinique, l'information stratigraphique pour la période nous intéressant est longtemps restée difficilement accessible via la sismique réflexion. En-effet, jusqu'à présent, seuls les grands groupes pétroliers se sont donnés les moyens de mettre en œuvre cet outil dans ce bassin et ses alentours (à terre et en mer). Or, les cibles pétrolières prospectées concernent la plupart du temps des séries profondes anté-oligocènes, ce qui fait que la majorité des études de stratigraphie sismique menées se concentrent sur ces séries. De plus, la résolution de la sismique utilisée (basse fréquence) est inadéquate pour l'étude détaillée des séries plus récentes qui nous intéressent. Enfin à terre, les affleurements et forages offrent une vision discontinue qui n'a permis que trop rarement d'appréhender la problématique posée à l'échelle d'un bassin entier.

Par conséquent, la stratigraphie oligo-néogène reste encore mal établie pour la mer Noire et ses bassins satellites et elle ne permet pas de répondre convenablement à la problématique des réactions eustatiques de ces domaines à leurs isolements paléogéographiques répétés. Ce flou est par ailleurs largement entretenu par la cohabitation difficile des différentes échelles stratigraphiques mises en œuvre.

Pour espérer apporter de nouveaux éléments de réponse à cette problématique, ramenée à la région de la mer Noire, il semble donc désormais nécessaire d'appréhender la stratigraphie oligo-néogène de ce bassin paratéthysien selon une nouvelle approche intégrant indispensablement des données de sismique réflexion haute résolution et la prise en compte des plus récentes propositions de corrélations chronostratigraphiques entre les différents domaines paratéthysiens et la Méditerranée.

Par ailleurs, parmi toutes les phases de déconnexion mentionnées, il en est une qui revêt, nous allons le voir à plusieurs titres, un caractère exceptionnel et qui mérite qu'on lui porte une attention particulière : il s'agit de l'épisode de déconnexion lié à l'effondrement du niveau de la mer Méditerranée lors de la Crise de Salinité Messinienne, il y a environ 5 Ma.

Chapitre I-3. Un évènement atypique : la crise messinienne

A la fin du Miocène, juste avant la Crise de Salinité Messinienne, la Paratéthys se retrouve relativement isolée de l'océan mondial. Seule sa partie orientale, incluant alors la future mer Noire, communique avec le domaine méditerranéen, via le seuil nord-égéen [Rögl, 1999; Meulenkamp et Sissingh, 2000]. Au regard de cette situation, il paraît évident, comme nous l'avons déjà vu, que la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée a entraîné le strict isolement des bassins paratéthysiens.

La problématique posée précédemment prend ici tout son sens: il semble en effet essentiel de s'interroger, en particulier, sur l'impact en termes de variation du niveau marin qu'a pu avoir sur la Paratéthys l'effondrement eustatique reconnu en Méditerranée. L'évènement messinien ayant été enregistré dans les deux sous-bassins Méditerranéens, pourquoi aurait-il épargné les bassins paratéthysiens ?

Afin de traiter cette thématique dans les meilleures conditions, nous examinerons préalablement:

- les caractéristiques de la Crise messinienne en Méditerranée.
- les indices laissant à penser que cet évènement s'est effectivement manifesté au moins dans une partie de la Paratéthys.

I-3.1. La crise messinienne en Méditerranée

La découverte au début des années 70, par le biais des données de sismique réflexion et des forages DSDP, d'une épaisse couche d'évaporites au sein des sédiments des bassins méditerranéens profonds [Ryan et Hsü, 1973] est à l'origine de l'hypothèse de la Crise de Salinité Messinienne. Elle décrit l'épisode évaporitique exceptionnel qui a affecté la mer Méditerranée à la fin du Miocène [Hsü et al., 1973a]. Cet événement "catastrophique" d'une durée très courte à l'échelle des temps géologiques (environ 600 000 ans) s'est traduit par des effets spectaculaires ayant affecté aussi bien les marges que les bassins profonds de toute la Méditerranée. Les principales caractéristiques de cette crise sont les suivantes:

- Une chute "drastique" du niveau de base de la Méditerranée alors isolée à plus de 2000 m en contrebas de l'océan Atlantique [Ryan, 1976].
- L'exondation des marges consécutive à l'effondrement du niveau de la mer. Celles-ci sont soumises à une intense érosion [Cita et Ryan, 1978; Barber, 1981] dont l'expression paroxysmale est le creusement de profonds canyons au débouché des fleuves [Chumakov, 1973; Clauzon, 1973].
- La mise en place d'épaisses séries évaporitiques au fond des bassins méditerranéens [Montadert et al., 1970; Montadert et al., 1978; Rehault, 1981] ainsi qu'au sein de petits bassins "perchés" sur les marges [Decima et Wezel, 1973].
- Un ou plusieurs épisodes de dessalure dits *Lago-Mare*, caractérisés par le dépôt d'argiles riches en taxons d'affinité paratéthysienne [Cita et al., 1978; Hsü et al., 1978; Clauzon et al., accepté].
- Une brusque remise en eaux du bassin au Pliocène basal accompagnée de la mise en place sur les marges de systèmes de sédimentation remarquables en discordance sur la surface d'érosion messinienne et en remplissage des canyons (*Gilbert deltas*) [Clauzon et Rubino, 1988].

Depuis la découverte des évaporites messiniennes, trois principaux modèles ont été proposés pour expliquer leur mise en place:

- Le modèle du bassin profond asséché (*Deep Desiccated Basin*) [Hsü et al., 1973a] propose une physiographie du bassin messinien proche de ce qu'elle est actuellement, accompagnée de dessiccations et de remises en eaux répétées durant la crise dans ce modèle, la crise résulte de la restriction considérable des communications Atlantique/Méditerranée dans la zone de Gibraltar. Dans ce modèle, le dépôt des évaporites des marges et des évaporites bassinales est synchrone.
- Le modèle du bassin peu profond asséché (*shallow dessicated basin*) [Nesteroff, 1973] propose un approfondissement du bassin ultérieur à la crise et n'implique pas de chute majeure du niveau marin méditerranéen pour le dépôt des évaporites messiniennes.
- Le modèle du bassin profond immergé avec stratification des eaux [Busson, 1979; Busson, 1990] invoque la sédimentation dans le bassin profond, resté en eaux, d'évaporites pélagiques et d'évaporites de marge remobilisées.

Le modèle du *Deep Desiccated Basin* s'avère approprié à l'ensemble des données dans la mesure où -à l'encontre des deux autres- il intègre l'une des plus spectaculaires manifestations de cet événement: la surface d'érosion et les canyons messiniens. Si ce modèle du bassin profond asséché est aujourd'hui accepté dans sa globalité, avec le temps, son adéquation avec les observations de terrain s'est révélée défailante. Deux nouveaux modèles, intégrant ces observations, tentent, à travers une révision du *Deep Desiccated Basin Model*, de relater de façon précise le déroulement de la crise messinienne en Méditerranée :

- Le modèle en deux temps [Clauzon et al., 1996].
- Le modèle de Krijgsman et al [Krijgsman et al., 1999a].

Nous verrons que ces deux modèles divergent sur des points essentiels.

I-3.1.1. Chronologie, durée et causes de la crise

De 1970 jusqu'en 1994, nos connaissances sur la durée de la crise sont restées peu précises et purement spéculatives. En l'absence d'associations faunistiques spécifiques au sein des formations évaporitiques, l'approche paléontologique s'est avérée inadéquate pour la datation du déclenchement de l'événement. La seule certitude chronologique concernait la datation de la fin de la crise scellée lors de la remise en eaux qui définit la base du Pliocène [Cita, 1975].

La durée et la position chronologique de la crise n'ont pu être appréhendées de façon précise qu'avec la contribution de récents travaux de magnétostratigraphie, radiochronologie, téphrochronologie et cyclo-stratigraphie [Gautier et al., 1994; Cunningham et al., 1997; Krijgsman et al., 1999a; Roger et al., 2000]. Aujourd'hui, ces points essentiels font l'objet d'un consensus général : débutée il y a 5.96 Ma, la crise de salinité messinienne, considérée dans son ensemble, a duré 630 000 ans et s'est achevée à la limite Miocène/Pliocène, il y a 5,33 Ma.

Malgré ces récents progrès en matière de datation, la chronologie détaillée des différents épisodes de la crise reste encore dans certains cas sujette à débat [Gautier et al., 1994; Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999a].

Bien que la Méditerranée ait quelque peu évolué depuis le Messinien, le régime hydrologique anté-crise du bassin peut être considéré comme analogue à ce qu'il est actuellement. C'est à dire que la Méditerranée présentait à cette époque un bilan hydrique largement négatif (évaporation >> précipitations et ruissellement) compensé, comme aujourd'hui, par un apport en eaux salées en provenance de l'Atlantique. Il suffisait alors de restreindre les communications de la Méditerranée avec l'océan Atlantique pour la voir en grande partie s'évaporer.

Parmi les facteurs à l'origine de la crise, le climat fut l'un des premiers évoqués. Il fut rapidement admis que les évaporites messiniennes s'étaient mises en place à la faveur de conditions climatiques thermo-xériques (climat chaud et sec) régnant alors sur le bassin. Des études palynologiques ont cependant prouvé qu'un climat sub-aride régnait sur le bassin depuis le Tortonien supérieur [Suc et Bessais, 1990], démontrant ainsi que le climat alors en place, s'il prédisposait le bassin à l'évaporation, ne pouvait constituer le facteur déclenchant de la crise.

Il est depuis communément admis que le facteur tectonique, combiné à une légère baisse globale du niveau marin à la fin du Miocène [Hag et al., 1987], a été prédominant dans le déclenchement de la crise de salinité messinienne [Hsü et al., 1973b; Ryan et Hsü, 1973; Weijermars, 1988; Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999a]. La surrection de l'arc bético-rifain dès le Miocène supérieur [Weijermars, 1988] a entraîné la restriction progressive des communications Méditerranée/Atlantique déjà limitées à deux étroits corridors (Figure I-21). La fermeture du corridor bétique (sud de l'Espagne) aurait été précoce (antérieure au début de la crise)[Garcés et al., 1998], alors que les communications via le corridor rifain (nord du Maroc) auraient perduré jusqu'à 5,77 Ma [Münch et al., 2001].

Il semble que les variations glacio-eustatiques globales de la fin du Miocène aient aussi joué un rôle dans l'isolement des bassins méditerranéens. Cependant, des études cyclostratigraphiques [Krijgsman et al., 1999a] montrent que ces variations sont postérieures au dépôt des premières évaporites dans les bassins "perchés" périphériques et que, par conséquent, elles ne constituent pas un facteur prédominant du déclenchement de la crise.

La Crise de Salinité Messinienne résulte donc d'une interaction complexe entre les processus tectoniques et eustatiques dans la région de Gibraltar, dans laquelle la tectonique a conservé le rôle dominant. A la fin du Messinien, ces processus ont abouti à l'isolement quasi-total de la Méditerranée et ont induit, sous l'effet de l'évaporation favorisée par le climat thermo-xérique en place, l'effondrement de son niveau de base.

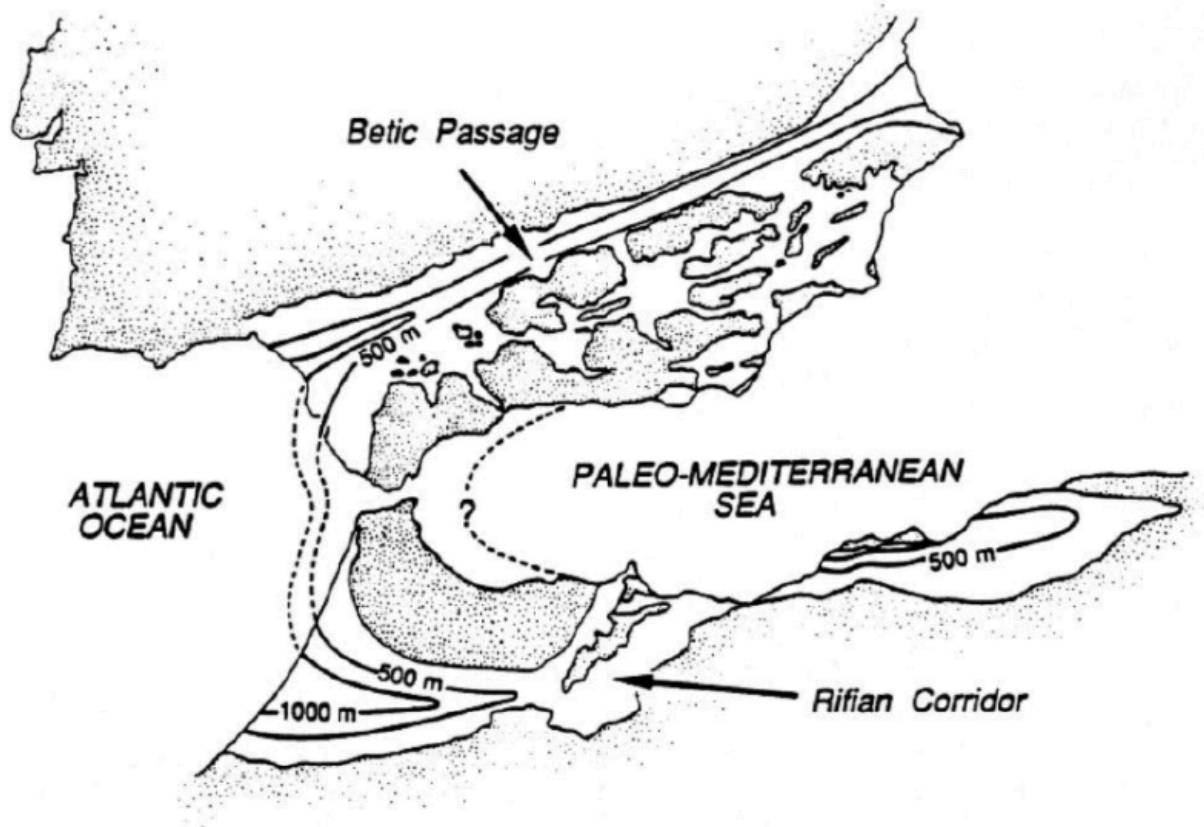


Figure I-21. Physiographie des communications entre la Méditerranée et l'océan Atlantique avant la Crise de Salinité Messinienne [Benson et al., 1991] modifié de [Santisteban et Taberner, 1983].

I-3.1.2. Les marqueurs

La crise messinienne méditerranéenne a fait l'objet d'un double enregistrement révélé très tôt par les données de sismique réflexion, les forages et l'étude des affleurements à terre :

- Sur la majorité des marges, l'enregistrement est de nature érosive. C'est **la surface d'érosion messinienne et les canyons** associés.
- Dans les plaines abyssales ainsi que dans quelques bassins périphériques sur les marges, l'enregistrement est de nature sédimentaire. Ce sont respectivement **les évaporites bassinales et périphériques**.

Ces marqueurs "directs" sont associés à deux signatures "secondaires" mises en évidence plus tardivement, il s'agit :

- en pied de pente, des cônes détritiques au débouché des canyons messiniens.
- sur les marges et à terre, des modalités de remblaiement pliocène en *Gilbert deltas* de ces mêmes canyons.

a. La surface d'érosion messinienne

La surface d'érosion messinienne résulte de l'exondation des marges à l'apogée de la crise. Cette surface d'érosion, révélée sur les profils sismiques par une discontinuité marquée, a été identifiée sur de nombreuses marges du pourtour méditerranéen [Ryan et Cita, 1978].

La densité des données sismiques a permis par endroit de reconstituer la paléomorphologie de cette surface. C'est le cas notamment du delta du Nil [Barber, 1981] et de la plate-forme du Golfe du Lion [Guennoc et al., 2000]. Les cartographies révèlent la présence sur ces marges de paléo-réseaux fluviaux d'âge messinien. Ces fleuves et rivières hiérarchisés ont profondément incisé les sédiments sous-jacents et sont à l'origine de la morphologie particulièrement marquée de cette surface de ravinement (Figure I-22). Les études menées à terre montrent que ces réseaux fluviaux messiniens et en particulier au niveau des grands fleuves se prolongent en amont par de profonds canyons dont l'érosion régressive a pu se propager très loin dans les terres. Le canyon du Nil se prolonge ainsi, au delà du barrage d'Assouan, sur 1200 km à l'intérieur de l'Égypte [Chumakov, 1973; Barber, 1981] et celui du Rhône remonte vers le Nord jusqu'à Bâle sur 600 km [Clauzon et al., 1997a].

La surface d'érosion messinienne est un marqueur fondamental de la Crise de Salinité Messinienne et a constitué un argument majeur en faveur du *Deep Desiccated Basin Model* de Hsü [Hsü et al., 1973a].

Les produits de cette intense érosion se sont déposés en pieds de pente sous forme de cônes détritiques au débouché des canyons entaillant le plateau. Ces éventails détritiques sous-marins n'ont été identifiés que tardivement et à ce jour seulement en quelques rares endroits : le delta du Nil [Barber, 1981], au large du Var [Savoye et Piper, 1991], au large du Golfe du Lion [Dos Reis, 2001; Lofi, 2002] et au large du bloc corso-sarde [Sage et al., 2002]. La plus grande partie de l'énorme quantité de sédiments détritiques associés à la crise reste donc à découvrir. Il est important de noter cependant, qu'une part non négligeable de ce détritisme (la fraction la plus fine) semble s'être répartie au sein de la masse de sel déposée (cf. faciès *chicken wire*).

Par ailleurs, le ravinement des marges, particulièrement accusé au droit des canyons, a créé un espace disponible inusité lors de la remise en eaux pliocène. Les canyons se sont alors métamorphosés en rias dont le comblement possède une triple originalité [Clauzon et Rubino, 1988]:

- verticalement il excède le millier de mètre.
- horizontalement le remplissage sédimentaire est compartimenté par chaque rias.
- en partie proximale, il présente une structuration en *Gilbert deltas* [Gilbert, 1885].

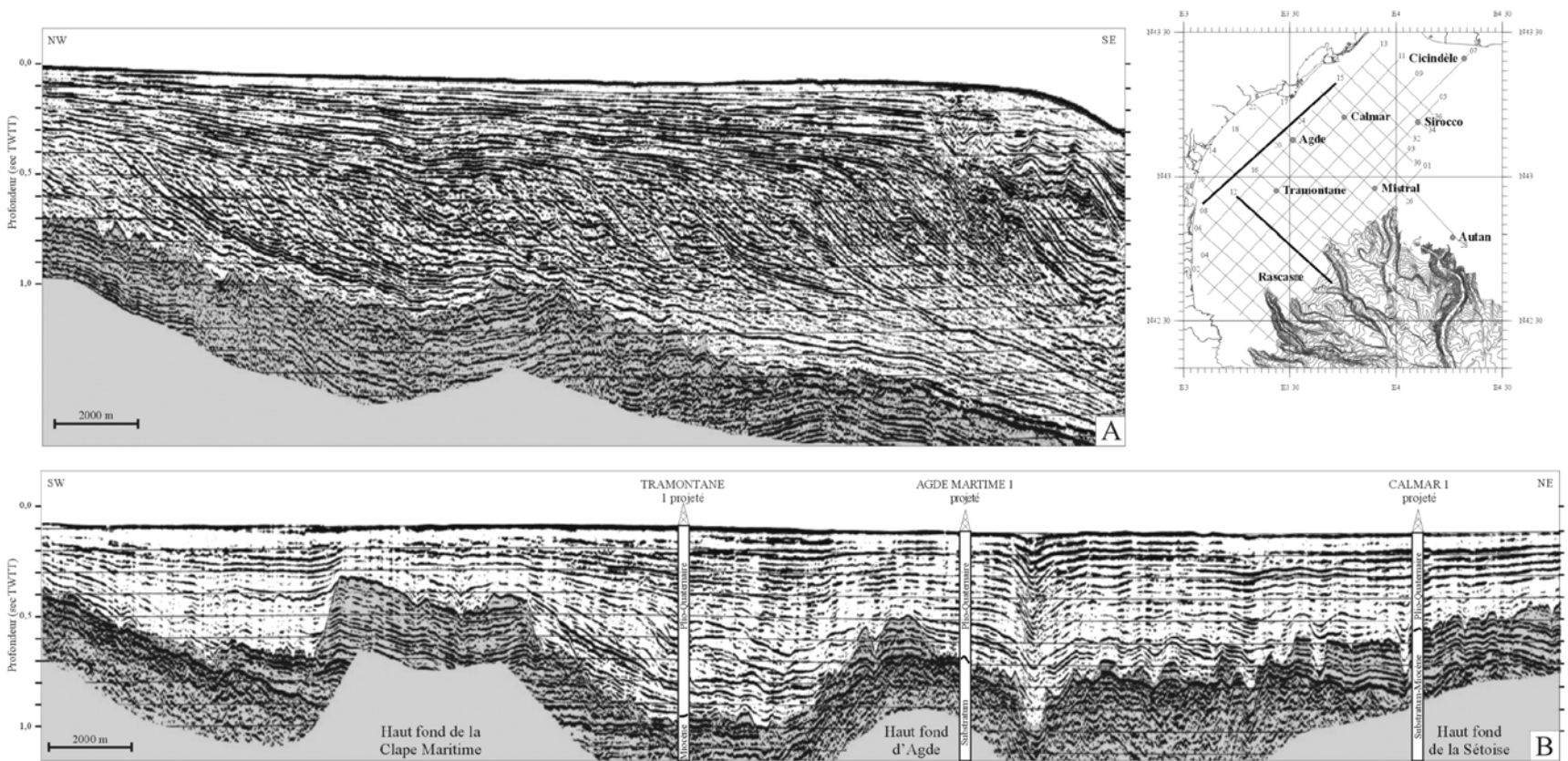


Figure I-22. La surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion. Profils sismiques transverse (A) et longitudinal (B) illustrant la discordance érosive messinienne à la limite entre les séries plio-quaternaires (blanc) et miocènes (grisé), d'après Lofi [Lofi, 2002].

b. Les évaporites messiniennes

Les bassins "perchés" périphériques

Contrairement à la majeure partie des plateaux continentaux qui ont été soumis à une forte érosion, certains domaines peu profonds de marge ont enregistré une partie de la crise messinienne sous forme de dépôts évaporitiques ou carbonatés au centre de bassins périphériques dit "perchés". Parmi ces bassins, les plus souvent cités sont ceux d'Andalousie et de Sicile (Figure I-23).

La mise en place de tels dépôts dans cet environnement est à priori inattendue. Elle s'explique par le maintien en eau partiel de ces bassins marginaux alors complètement isolés en contre-haut du reste du bassin. Certains ont pu être cependant périodiquement exondés et les évaporites périphériques y sont alors érodées. Ces surfaces d'érosion font aujourd'hui l'objet d'interprétations chronostratigraphiques divergentes [Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999a; Riding et al., 1999; Fortuin et al., 2000; Riding et al., 2000]. Dans ces bassins, les dépôts évaporitiques se subdivisent en deux unités superposées (évaporites inférieures et supérieures) séparées par une discordance érosive. Ce dispositif se retrouve en général d'un bassin à l'autre.

Le calage chronostratigraphique de ces évaporites de marges fait l'objet des principales divergences entre les deux modèles dérivés du *deep desiccated basin*. Krijgsman et son équipe proposent ainsi que le dépôt des évaporites inférieures, puis supérieures, dans les bassins périphériques est synchrone de leur dépôt dans le bassin profond [Krijgsman et al., 1999a]. Clauzon et al [Clauzon et al., 1996] proposent que la mise en place de l'intégralité des évaporites de marges (inférieures et supérieures) soit antérieure à la chute "drastique" du niveau de la Méditerranée et à la mise en place des séries évaporitiques profondes (Figure I-24).

Les études cyclo-stratigraphiques montrent que l'initiation de la crise de salinité messinienne qui correspond au dépôt des évaporites inférieures des bassins marginaux est synchrone à l'échelle du bassin méditerranéen [Krijgsman et al., 1999a].

Il est intéressant de noter que certains bassins marginaux endoreïques, comme les bassins de la plaine du Pô et de l'ouest-adriatique [Clauzon et al., 1997b], de par leur bilan hydrique positif, n'ont cessé de fonctionner au cours de la crise messinienne. Localement, la classique discordance de ravinement messinienne y est absente et le passage Miocène-Pliocène s'y opère en continuité stratigraphique concordante.

Les bassins profonds

Au cours de la crise messinienne, l'abaissement par évaporation du niveau marin de la Méditerranée entraîne des variations importantes des paramètres physico-chimiques de sa masse d'eau. Les bassins profonds méditerranéens alors transformés en "lagunes" sursaturées sont le siège d'une intense précipitation qui se traduit par le dépôt d'épaisses séries évaporitiques. D'après les données de sismique réflexion, ces séries, ubiquistes sous les plaines abyssales méditerranéennes (Figure I-23), atteignent 2500 m d'épaisseur dans le bassin oriental [Chaumillon et Mascle, 1997] et 1600 m en Méditerranée occidentale [Montadert et al., 1970; Rehault et al., 1984].

Ces séries sont concordantes avec les séries sous- et sus-jacentes, ce qui témoigne de l'immersion constante de ces bassins. Il n'y a donc jamais eu dessiccation complète de la Méditerranée et au contraire, l'épaisseur des séries évaporitiques bassinales implique des apports réguliers en eaux atlantiques salées.

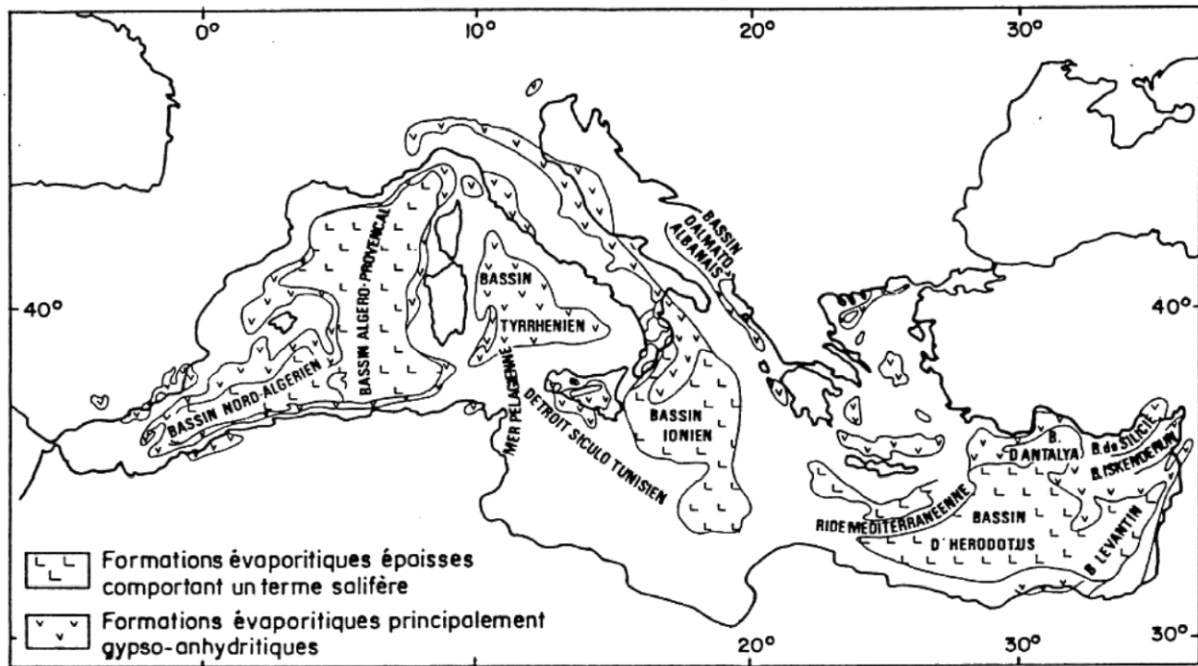
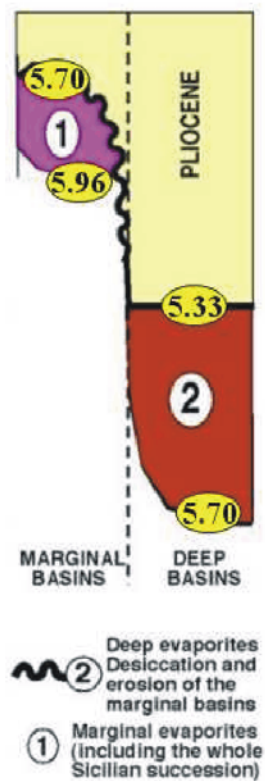


Figure I-23. Répartition géographique des évaporites messiniennes méditerranéennes (bassinales et périphériques), d'après [Busson, 1990] modifié de [Rouchy, 1989].

Clauzon et al, 1996



Krijgsman et al, 1999



Figure I-24. Comparaison entre les deux modèles [Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999b] dérivés du *Deep Desiccated Basin Model* [Hsü et al., 1973a], modifié de [Rouchy et Caruso, 2004].

Ces évaporites bassinales, qui ont enregistré la totalité de la crise, n'ont malheureusement encore jamais été forées dans leur intégralité, ce qui explique en partie que le débat concernant la chronologie détaillée de l'événement messinien en Méditerranée reste ouvert.

Toujours d'après les données sismiques, ces séries évaporitiques se subdivisent en trois unités:

- Les évaporites bassinales inférieures: jamais forées, leur nature reste hypothétique. Cette formation est qualifiée ainsi par analogie avec les évaporites inférieures des bassins périphériques, mais une origine pélagique ou détritique n'est pas à exclure.
- Le sel: d'après les forages DSDP, ce terme est principalement halitique avec des intercalations d'anhydrites. Cette unité, qui génère un diapirisme intense, est facilement identifiable sur la sismique par son faciès transparent (homogénéité de la formation).
- Les évaporites supérieures: elles correspondent aux fameux "pillars of Atlantis" découverts lors du Leg 13 DSDP en 1970 [Ryan et Hsü, 1973]. Il s'agit d'une alternance de marnes dolomitiques et d'anhydrites caractérisée par des réflecteurs de forte amplitude sub-continus.

I-3.1.3. Le Lago-Mare

Cet épisode de la Crise de Salinité Messinienne nous intéresse particulièrement. Il correspond en effet à la mise en place de sédiments caractérisés par des assemblages faunistiques paratéthysiens dominés par des organismes d'eau saumâtre ou d'eau douce. Ces faunes sont dites paratéthysiennes en raison de leurs affinités avec celles du Miocène supérieur (Pontien) de la Paratéthys dont la mer Noire faisait alors partie. Cette formation, identifiée au sommet des évaporites supérieures périphériques [Ruggieri, 1967; Cita et Colombo, 1979] ainsi que dans certains forages des bassins profonds [Blanc-Valleron et al., 1998; Orzag-Sperber et al., 2000], fait l'objet d'interprétations divergentes:

- vidange des lacs paratéthysiens dans une Méditerranée asséchée [Hsü et al., 1973a].
- échanges d'eaux superficielles entre la Méditerranée et la Paratéthys en période de hauts niveaux marins [Clauzon et al., accepté].
- modification du bilan hydrologique vers la dessalure sous contrôle climatique et tectonique [Orzag-Sperber et al., 2000; Rouchy et al., 2001].
- colonisation de la Méditerranée par les faunes paratéthysiennes après le retour, sous contrôle climatique, de conditions oligo-mésohalines [Gliozzi, 1999].

Dans la plupart de ces interprétations, l'épisode du *Lago-Mare* est censé caractériser chronologiquement l'extrême fin de la crise de salinité messinienne juste avant la remise en eaux zancléenne (Pliocène inférieur). Pourtant, ce point s'avère difficilement compatible avec certaines informations stratigraphiques concernant la Paratéthys à cette époque. Au vu de ces informations, qui font l'objet en partie du chapitre suivant, Clauzon et al. [Clauzon et al., accepté] considèrent le *Lago-Mare* comme un double événement qui s'intègre avec harmonie dans leur modèle à deux temps [Clauzon et al., 1996] entre le dépôt des évaporites de marges et l'effondrement eustatique du bassin puis entre le dépôt des évaporites profondes et la remise en eaux zancléenne du bassin.

I-3.2. Des indices en faveur d'un événement messinien en Paratéthys orientale

Parallèlement aux découvertes faites en mer Méditerranée, des indices en faveur d'un événement messinien dans la Paratéthys orientale ont été mis à jour.

Ces indices se localisent dans deux bassins vestiges de la Paratéthys : le bassin Euxinique (actuelle mer Noire) et le bassin Dacique (actuelles plaines de Roumanie). Comme en Méditerranée, ces indices sont de deux types: sédimentaires et érosifs.

I-3.2.1. Dans le bassin Euxinique

a. Indices sédimentaires: les résultats du Leg DSDP 42B

Le premier de ces indices a été découvert lors du leg de forage DSDP 42B mené en 1975 en mer Noire [Ross et Neprochnov, 1978]. Au cours de ce leg DSDP, trois sites ont été forés (Figure I-25). Le site 379, localisé au milieu de la plaine abyssale euxinique par 2165 m de fond, a été foré sur 624,5 m. Les deux autres sites, 380 et 381, sont localisés respectivement en pied de pente (2107 m) et sur le talus (1728 m) au large du Bosphore. La pénétration des forages est de 1073,5 m pour le site 380 et de 503,5 m pour le site 381. Les sédiments ont été échantillonnés en continu sur les trois sites et, d'un point de vue chronologique, les plus anciennes formations atteintes sont estimées d'âge miocène supérieur [Ross, 1978; Traverse, 1978].

Le forage 379 et la partie supérieure des puits 380 et 381 révélèrent sous les séries pléistocènes essentiellement détritiques une alternance de boues hémipélagiques marines à lacustres d'âge pliocène à pléistocène inférieur [Hsü, 1978b; Hsü et Giovanoli, 1979; Stoffers et Müller, 1979]. Si l'analyse de ces premières séries ne fut l'objet d'aucune surprise, les forages 380 et 381 ont permis la découverte sous ces sédiments d'une unité lithologique particulière, constituée de brèches et de dolomie stromatolitique, pour le moins inattendue (Figure I-25).

Cette unité lithologique atypique correspond à l'unité IVd décrite dans le forage 380 et à l'unité 6 du forage 381. Leurs caractéristiques principales sont les suivantes :

- Unité IVd (forage 380): située entre 864.5 et 883.5 m sous le fond, cette unité inclut de la dolomie stromatolitique associée à des conglomérats grossiers. Une partie des formations dolomitiques décrites présente une fine stratification horizontale et semble en place. La lithologie conglomératique est cependant dominante. Ces dépôts détritiques sus-jacents, décrits comme *pebbly brechia*, sont constitués de gros fragments anguleux, souvent dolomitiques, noyés dans une matrice argileuse sombre. Certains blocs dolomitiques de cette brèche sont lithologiquement identiques aux formations à caractère stromatolitique en place et semblent en être directement issus. Les sédiments de cette unité sont illustrés par la Figure I-26.
- Unité 6 (forage 381): située entre 352 et 437 m, cette unité se corrèle avec l'unité IVd du forage 380. Elle est constituée exclusivement de sédiments bréchifiés incluant des blocs dolomitiques, des débris coquilliers, des graviers, de la boue et du sable.

La légère différence de faciès qui existe entre ces unités s'explique par la situation respective de chacun des sites de forage (talus et pied de pente).

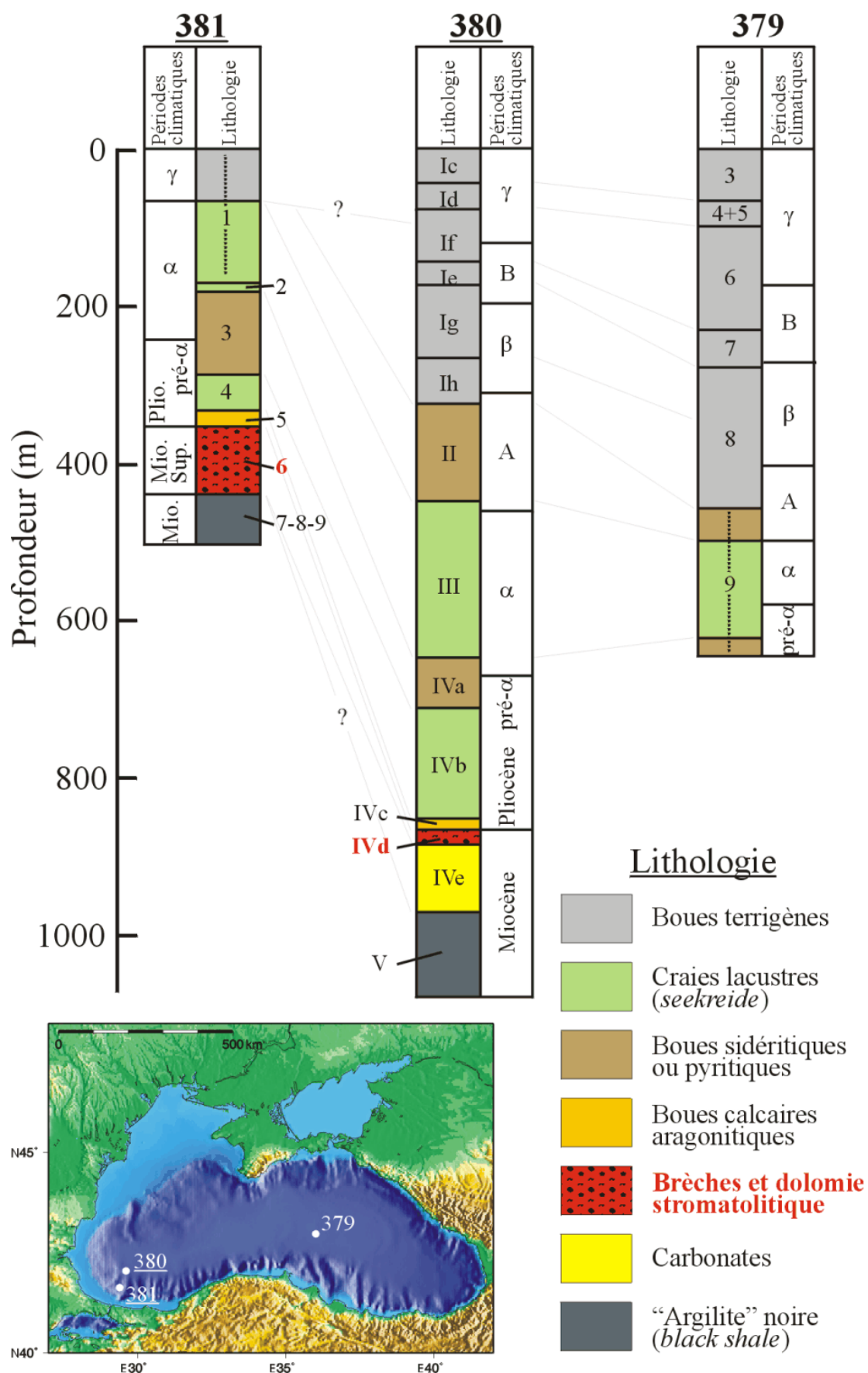


Figure I-25. Forages du leg DSDP 42B: lithologie, chronostratigraphie et corrélation lithologique des puits 379, 380 et 381, d'après Hsü [Hsü, 1978b].

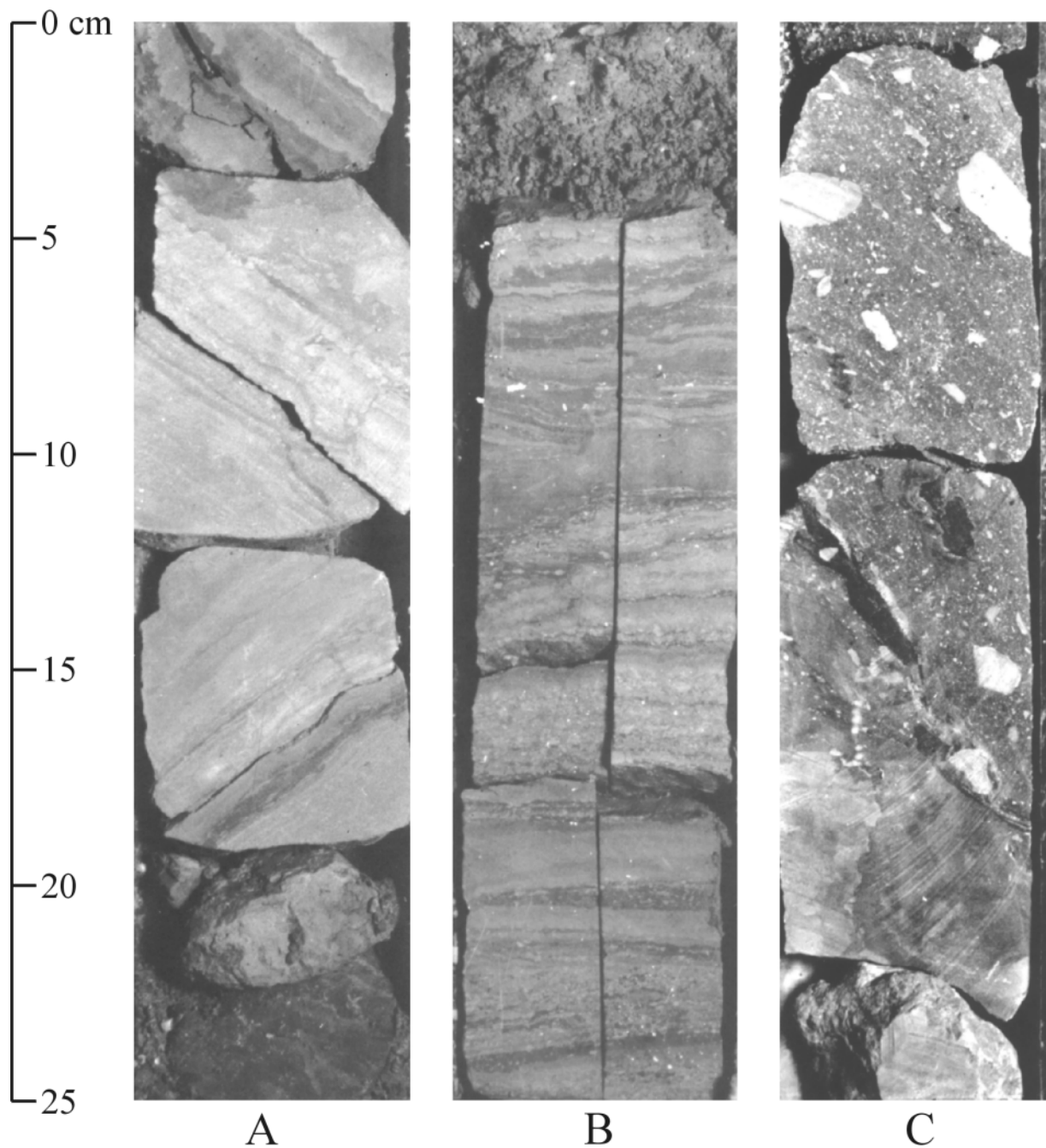


Figure I-26. Sédiments détritico-évaporitiques de l'unité IVd (forage 380): A, blocs dolomitiques allochtones; B, dolomie stromatolitique litée supposée en place; C, brèches à fragments anguleux (*pebbly brechia*).

De nombreux critères lithologiques et paléontologiques indiquent que ces formations atypiques se sont mises en place dans un environnement peu profond (voir évaporitique). L'analyse détaillée des formations dolomitiques révèle la présence d'intraclastes, de tapis algaïres, d'encroûtements, de granules et d'oolites dolomitiques caractérisant un milieu de dépôt peu profond avec de possibles brèves phases d'émersion [Stoffers et Müller, 1978; Stoffers et Müller, 1979]. Les sédiments bréchifiés montrent d'abondantes évidences d'altérations propres à ce type d'environnement. Si l'origine de ces dépôts détritiques grossiers reste hypothétique, leur présence dans la partie supérieure de l'unité IVd du forage 380, témoigne d'une diminution de la profondeur d'eau sur ce site ayant pu entraîner une phase d'émersion et d'érosion au site 381 situé en amont [Stoffers et Müller, 1979]. Les données paléontologiques (diatomées) suggèrent également que ces sédiments se sont mis en place dans une profondeur d'eau de seulement quelques mètres [Schrader, 1978]. Le fait que la séquence évaporitique n'ait pas dépassé son premier terme carbonaté, en l'occurrence dolomitique, traduit la très faible salinité du bassin au cours de l'évènement.

D'un point de vue chronologique, l'absence totale dans toute la partie inférieure des forages de nannoplanctons d'intérêt stratigraphique a été très handicapante pour la datation de cette unité. Cependant les études biostratigraphiques réalisées sur les diatomées [Jousé et Mukhina, 1978; Schrader, 1978], les foraminifères benthiques et les crustacés [Gheorghian, 1978] ainsi que les études palynologiques [Koreneva et Kartashova, 1978; Traverse, 1978] tendent à démontrer que cette unité est d'âge miocène terminal et que son toit matérialise la limite Miocène-Pliocène [Hsü, 1978b; Hsü et Giovanoli, 1979; Stoffers et Müller, 1979].

Dans les deux forages, les unités sous et sus-jacentes sont caractéristiques de milieux de dépôt plus profonds [Hsü et Giovanoli, 1979](Figure I-25). Bien que la corrélation des unités sous-jacentes, carbonatée d'une part (unité IVe-380) et de faciès *black shale* d'autre part (unité 7-381), soit incertaine, elles caractérisent toutes les deux un environnement de salinité réduite relativement préservé des influences marines. Les unités sus-jacentes IVc (380) et 5 (381) se corrélaient, elles, parfaitement. Elles correspondent à une séquence de boues aragonitiques dont les assemblages de diatomées traduisent une augmentation de la salinité par rapport aux unités IVd et 6 [Schrader, 1978].

Cette succession de formations (unités détritico-évaporitiques et leur unités sous et sus-jacentes) a fait l'objet d'interprétation divergentes :

Hsü [Hsü, 1978b; Hsü et Giovanoli, 1979], en s'inspirant du modèle qu'il venait de développer en Méditerranée [Hsü et al., 1973a] (chapitre I-3.1), a interprété cette unité de sédiments détritico-évaporitiques déposés en environnement peu profond comme la signature sédimentaire d'une chute catastrophique du niveau de la mer Noire à la fin du Messinien. Comme en Méditerranée, il propose que l'évènement messinien en Mer Noire se caractérise par une rapide chute, par évaporation, du niveau marin jusqu'à un niveau proche de celui de l'actuelle plaine abyssale, suivie d'une brusque invasion marine (unité sus-jacente aragonitique) associée à la remise en eau zancléenne (*Trubi transgression*) du bassin méditerranéen. Selon ce modèle, la phase de "dessiccation" de la mer Noire, d'une durée estimée à 100 000 ans, résulterait d'une subite déviation d'une partie de son système drainant vers la Méditerranée. Privée d'une grande part de ces apports hydriques, la mer Noire, alors isolée, se serait presque complètement évaporée. Cette dérivation serait par ailleurs à l'origine de l'épisode *Lago-Mare* en Méditerranée. Un tel détournement se serait mis en place à la faveur de l'érosion régressive intense affectant les marges de la Méditerranée messinienne asséchée. Dans son hypothèse, l'auteur a appliqué à la mer Noire pour cet événement, un modèle de fonctionnement en bassin profond asséché en s'appuyant notamment sur le fait que

l'unité en question est intercalée dans une séquence caractérisant un environnement plus profond.

Comme ce fut le cas avec l'hypothèse de la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée, ce modèle fut dans un premier temps largement critiqué.

Certains auteurs [Stoffers et al., 1978; Degens et Paluska, 1979] se sont opposés au concept même du bassin profond asséché en mer Noire et ont proposé, comme l'avait fait Nesteroff en Méditerranée [Nesteroff, 1973], un modèle de bassin peu profond subsidé. Dans ce modèle, la faible profondeur d'eau du bassin au Messinien aurait permis la mise en place de sédiments détritico-évaporitiques qui n'auraient pris leur position actuelle qu'à la suite d'une subsidence plio-quaternaire catastrophique. Ross [Ross, 1978] et Hsü [Hsü, 1978b; Hsü et Giovanoli, 1979] en considérant l'histoire de la formation de la mer Noire telle qu'elle était ébauchée à l'époque (chapitre I-1.5), et surtout en soulignant l'absence d'enregistrement d'une subsidence d'une telle ampleur, ont cependant démontré que l'origine eustatique était à privilégier.

Le second objet du débat concerne la chronologie de cet événement. Certains auteurs, tout en acceptant le modèle du bassin profond asséché en mer Noire proposé par Hsü, ont remis en question les datations qui avaient été proposées à l'issue du leg DSDP. Kojumdieva [Kojumdieva, 1983], en profitant de la relative fragilité de arguments biostratigraphiques utilisés dans les forages DSDP (absence de nannoplanctons) et en s'appuyant sur des arguments paléogéographiques, a ainsi proposé que cet épisode évaporitique s'est déroulé, non pas à la fin du Messinien (5 Ma), mais au Chersonien (Sarmatien terminal), il y a environ 10 Ma. Dans son hypothèse, cette "crise chersonienne", toute aussi catastrophique que celle proposée par Hsü, serait d'origine tectonique (surrection des chaînes alpines environnantes). Ce scénario a été repris sans justification dans les modèles stratigraphiques proposés par l'équipe de Robinson [Robinson et al., 1995; Spadini et al., 1997; Cloetingh et al., 2003](Chapitre I-1.7).

Si en 1975, le manque de données relatives à la climatostratigraphie rendait la datation via les pollens peu fiable et peu précise, les progrès considérables effectués depuis dans cette discipline font aujourd'hui d'elle un outil de datation extrêmement efficace. Popescu [Popescu, accepté] a ainsi récemment mené une étude palynologique à haute résolution sur le Miocène terminal et le Pliocène basal du site DSDP 380 basée sur l'utilisation des courbes isotopiques haute résolution [Tiedemann et al., 1994; Shackleton et al., 1995] combinées aux données palynologiques européennes et méditerranéennes couvrant cette période [Suc et Bessais, 1990; Bertini, 1994; Suc et al., 1995; Bertini et al., 1998]. Ces travaux, sans toutefois valider dans le détail l'hypothèse de Hsü, démontrent de façon indéniable que les "*pebbly breccia*" de l'unité IVd sont d'âge miocène terminal (fin du Messinien) et sont recouvertes directement par des sédiments marins (unité IVc) du Pliocène basal (Zancléen).

Sans remettre en question l'éventualité d'un événement eustatique régional de bas niveau au Chersonien, aux vues de ces récents résultats, nous considérerons cependant dans la présente étude que les sédiments détritico-évaporitiques des forages DSDP en mer Noire sont contemporains de la crise messinienne en Méditerranée.

Si l'hypothèse de Hsü semble la plus plausible, elle souffre cependant d'un handicap de taille. La discordance érosive, nécessairement impliquée par une telle "dessiccation", sur laquelle Hsü [Hsü et Giovanoli, 1979] s'appuie pour valider son modèle n'apparaît pas de manière convaincante dans l'article qu'il cite [Letouzey et al., 1978]. Il souligne d'ailleurs lui même [Hsü et Giovanoli, 1979] l'intérêt d'acquérir de nouvelles lignes sismiques pour confirmer la présence d'une telle surface d'érosion. Aucun auteur n'a par la suite clairement

décrit une surface d'érosion ou des canyons messiniens en mer Noire. Les rares allusions qui y ont été faites depuis sont abordées dans les paragraphes suivants.

b. Indices érosifs: à terre et en mer

A terre, les coupes et affleurements des régions euxiniennes (mer Noire) et caspiennes constituent les pierres angulaires de l'échelle stratigraphique cénozoïque russe [Zubakov, 2000]. La région du détroit de Kertch qui sépare les péninsules de Kertch (à l'Ouest) et de Taman (à l'Est) et relie la mer Noire à la mer d'Azov (Figure I-27), a notamment fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques. Parmi les auteurs (majoritairement russes) ayant mené ces travaux, certains font allusion à une discontinuité érosive située à la limite entre le Pontien et le Kimmérien (Dacien) de leur échelle stratigraphique.

Nous avons vu (Figure I-20) que la limite Pontien / Dacien de l'échelle paratéthysienne russe pourrait correspondre à la limite Messinien / Zancéen (Miocène / Pliocène) de l'échelle standard méditerranéenne [Chumakov, 2000]. Ces traces d'érosion pourraient donc constituer un indice supplémentaire en faveur de la manifestation en mer Noire de l'événement messinien.

Ces auteurs nous indiquent que dans la zone en question, la limite Pontien-Kimmérien est caractérisée par des signes évidents d'érosion [Semenenko, 1987; Chumakov, 2000]. Chumakov [Chumakov, 2000] souligne que sur toutes les coupes à terre représentatives de cet intervalle de temps, le sommet du Pontien est soit absent, soit érodé et est recouvert en discordance par les sédiments kimmériens (*Azov Beds*).

Au niveau de la péninsule de Kertch, ces formations kimmériennes comblent de profondes dépressions érosives affectant le Miocène supérieur et le Maykopien (Oligocène-Miocène inférieur) [Muratov, 1951]. Dans la coupe de Zheleznyi Rog, sur la péninsule de Taman, la limite Pontien-Kimmérien est marquée par un niveau à marnes et argiles calcaires rouges à brunâtres et de 0.3 à 1.2 m d'épaisseur [Bogdanovich et Buryak, 1986; Chumakov, 2000]. Chumakov met en évidence la présence de marques de racines, de fragments coquilliers et de traces de dissolution qui permettent d'interpréter ce niveau comme un paléosol [Chumakov, 2000]. Il décrit également ce paléosol sur un site voisin. Sur ces mêmes sites, le contact Pontien-Azov Beds (Kimmérien) correspond à une discordance angulaire [Zubakov, 2000].

Malheureusement, toutes ces descriptions souffrent d'un manque évident de précisions. Ces indices érosifs, pourtant utilisés comme arguments par ces différents auteurs, ne font l'objet d'aucune description explicite détaillée, d'aucune carte de position et surtout d'aucune illustration ou photographie.

Le Pontien étant auparavant "traditionnellement" placé par les auteurs russes au début du Pliocène, ce n'est qu'à la suite des derniers travaux de calages stratigraphiques [Semenenko, 1987; Chumakov, 2000; Zubakov, 2000] basés sur les données à terre sur les nannoplanctons [Semenenko et Pevzner, 1979; Lyul'eva, 1989] qui placent le Pontien à la fin du Miocène, que leur est apparu le lien potentiel entre ces traces d'érosion et l'événement messinien [Semenenko et Teslenko, 1994; Chumakov, 2000].

Chumakov [Chumakov, 2000] interprète l'ensemble de ces marqueurs (surcreusement des rivières locales, surface d'érosion, formations karstiques, paléosols) comme la signature d'une chute majeure du niveau de la mer Noire associée à la vidange de ses eaux dans le bassin méditerranéen asséché. Cet événement, supposé à l'origine de l'épisode *Lago-Mare* en Méditerranée, serait suivi de la mise en place en mer Noire d'une sédimentation de milieu lacustre à saumâtre au sein d'un bassin peu profond. Il présume que ces formations sont encore préservées au sein de l'actuel bassin profond de la mer Noire. La brusque remise en



Figure I-27. Région du détroit de Kertch.

eaux pliocène (Zancléen) du bassin serait, comme le prouvent les données paléontologiques (influx de nannoplancton méditerranéen de la biozone NN12)[Semenenko et Lyul'eva, 1982], consécutive de celle de la Méditerranée.

Il est surprenant que Chumakov ne fasse pas le lien entre ces supposées formations d'environnement peu profond et les sédiments détritico-éaporitiques des sites 380 et 381. Il se contente d'aborder les données DSDP au travers d'un regard critique porté sur les travaux de datation de Jousé et Mukhina [Jousé et Mukhina, 1980]. Alors que son hypothèse basée sur les données à terre se rapproche franchement de l'hypothèse formulée vingt ans plus tôt par Hsü [Hsü, 1978b] d'après les résultats DSDP, Chumakov n'y fait jamais allusion et ne cite même pas les travaux de cet auteur. On peut douter cependant qu'il en ignore l'existence.

En mer, sur les marges du bassin, plusieurs auteurs signalent d'après les données sismiques la présence d'une surface d'érosion à la limite Miocène-Pliocène. C'est le cas notamment au niveau des marges turques [Finetti et al., 1988] et du plateau roumano-ukrainien [Nikolayeva et al., 1980; Robinson et al., 1996]. Cependant, encore une fois, cette information, qui se limite à un simple signalement, sans aucun renseignement supplémentaire, reste bien peu convaincante.

I-3.2.2. Dans le bassin Dacique [Clauzon et al., accepté].

Clauzon et son équipe [Clauzon et al, accepté] propose que le *Lago-Mare* soit issu de deux phases de connexion en haut niveau marin entre la Méditerranée et la Paratéthis, encadrant la phase principale de la crise elle-même. Ce scénario s'inscrit dans le modèle en deux temps de la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée définit plus tôt par ces

auteurs [Clauzon et al., 1996]. Nous avons vu (chapitre I-3.1.3) que l'affinité paratéthysienne de ces formations [Cita et Colombo, 1979] pourrait rendre compte d'une migration de faune de la Paratéthys vers la Méditerranée. La découverte dans le bassin Dacique (Figure I-28) de plusieurs niveaux à nannoplanctons méditerranéens datés du Néogène supérieur [Drivaliari et al., 1997; Marunteanu et Papaianopol, 1998; Snel et al., 2000] tend à prouver que ces migrations, ne se sont pas limitées à une direction et que des échanges périodiques se sont bien mis en place en période de haut niveau marin. Au regard de cette observation et de celles faites en mer Noire, il est alors apparu essentiel aux auteurs de ce modèle de chercher au sein du bassin Dacique les traces d'une possible même succession d'événements (hauts niveaux encadrant une chute majeure). Leurs travaux les ont amenés à faire les découvertes suivantes [Clauzon et al., accepté] :

(1) L'étude du forage de Ticleni, implanté au Nord-ouest de l'avant-fosse carpatique (Figure I-28), a montré que les formations du Pontien moyen étaient ici immédiatement surmontées par des argiles du Zancéen basal (nannoflore méditerranéenne zone NN12)[Drivaliari et al., 1997]. Ce hiatus fini-miocène a été interprété comme un premier indice en faveur d'une érosion messinienne dans le bassin Dacique. L'étude des nombreux puits (Turnu Magurele, Lita, Alexandria, Giurgiu, Mitrofani, Malu) situés dans la partie sud de l'avant-fosse carpatique (Figure I-28) révèle qu'au niveau de cette zone le Dacien (Pliocène basal) repose en discordance sur le Sarmatien (Miocène moyen) voire le Crétacé, ce qui semble illustrer là aussi une lacune d'érosion à la limite Miocène-Pliocène.

(2) La découverte majeure reste celle effectuée au niveau des "Portes de fer"(Figure I-28). Ce long (120 km) et profond (souvent plus de 1000 m) défilé permet au fleuve Danube de franchir les Carpates en assurant la jonction entre le bassin Pannonique à l'amont et le bassin Dacique à l'aval. Les auteurs y ont identifié un *Gilbert delta* pliocène qui fossilise le surcreusement messinien du Danube à son débouché aval dans le bassin Dacique (Figure I-30).

Dans cet appareil détritique ont été reconnues l'ensemble des unités caractéristiques d'un *Gilbert Delta* (Figure I-29): les unités sous-aquatiques (*bottom set* et *fore set beds*) surmontées d'une unité d'origine subaérienne (*top set beds*).

A l'affleurement (site d'Hinova), les *bottom set beds* sont représentés par des silts dont certains niveaux présentent une association de gastéropodes typiques de l'étage régional Bosphorien. Parallèlement, la nannoflore trouvée dans ces mêmes niveaux est strictement méditerranéenne et appartient à la biozone NN12 (limite Miocène-Pliocène). Ils sont recouverts par les *fore set beds* constitués de conglomérats à matrice sableuse et dont le toit est marqué par une discordance angulaire correspondant à la transition marin/continental. Au dessus, le prisme continental (*top set beds*) consiste en une alternance répétée de niveaux sableux à chenaux conglomératiques d'origine fluvatile et de niveaux à lignites (coupes d'Husnicioara et Lupoia). Les datations, d'abord basées sur le paléomagnétisme [Radan et Radan, 1998; Van Vugt et al., 2001], puis intégrant la biostratigraphie (mammifères), la climatostratigraphie et la nomenclature régionale des niveaux à lignites [Popescu, 2001], ont clairement montré que cet appareil était d'âge pliocène et que sa mise en place avait débuté à la limite Miocène-Pliocène (transgression zancéenne).

A Gura Vaii, ce *Gilbert delta* comble une profonde incision qui entaille sous la partie amont de l'appareil le *bedrock* carpatique (calcaires jurassiques). Cette incision est parallèle à l'actuel talweg du Danube. Un tel canyon, associé à un *Gilbert delta* zancéen, ne peut de toute évidence être issu que d'une chute majeure du niveau de base du bassin Dacique répondant à la crise messinienne méditerranéenne.

Étonnamment, les coupes observées au Nord et Nord-est du bassin Dacique (Vala Vacci, Valea Cernat et Badislava) révèlent une parfaite continuité stratigraphique du Miocène (Sarmatien, Pontien) au Pliocène Inférieur (Figure I-28). Dans sa moitié orientale, les profils sismiques auxquels les auteurs ont pu accéder ainsi que les relevés de quelques forages (Moara Vlasiei, Afumati) indiquent une même continuité.

Il semble donc que l'extension de la surface d'érosion messinienne découverte dans le bassin Dacique se limite à sa partie ouest et sud-ouest et qu'elle est absente dans sa partie nord-est.

Par ailleurs, il est intéressant de noter qu'ici le Bosphorien a enregistré deux influx méditerranéens successifs. Dans certaines de ces coupes et forages, la base du Bosphorien révèle des coccolithes de la zone NN11 alors que ceux trouvés au sommet de l'étage, comme dans les *bottom set beds* du *Gilbert delta*, appartiennent à la zone NN12.

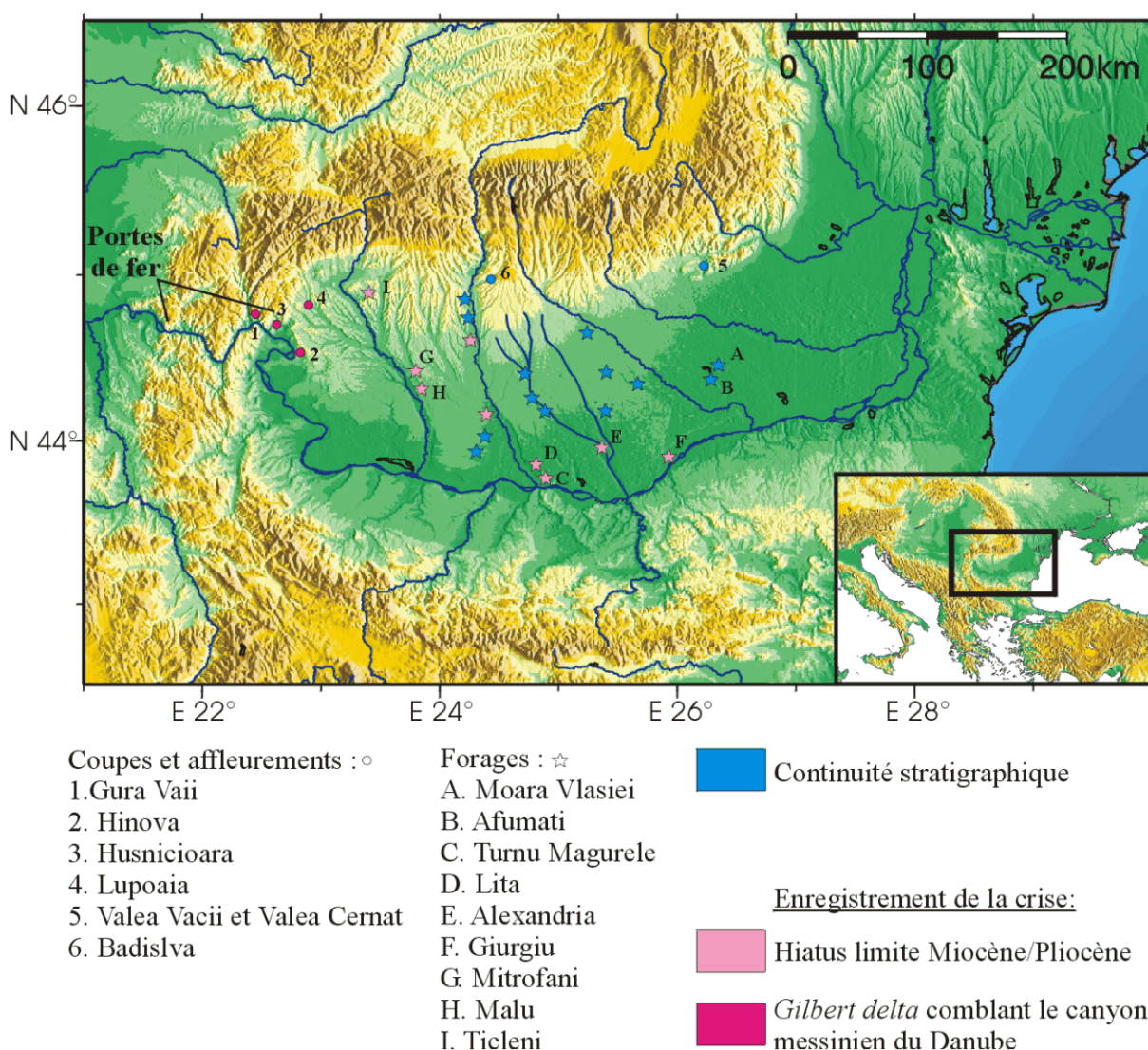


Figure I-28. Le bassin Dacique: situation des différents forages, coupes et affleurements, modifié de [Clauzon et al., accepté].

L'interprétation de l'ensemble de ces éléments (hiatus, surface d'érosion, *Gilbert delta*) suggère que la crise messinienne s'est manifestée dans le bassin Dacique.

D'un point de vue chronologique, les deux influx méditerranéens (biozone NN11 et NN12) enregistrés à la base et au sommet du Bosphorien, encadrent la crise messinienne (chute du niveau de base) dans ce bassin (surface d'érosion surmontée des *bottom set* appartenant à la zone NN12). Ils se corrént avec les deux hauts niveaux marins (stade isotopique TG15 et TG5 [Shackleton et al., 1995]) qui encadrent la crise de salinité messinienne en Méditerranée dans le modèle en deux temps [Clauzon et al., 1996].

Comme nous l'avons déjà évoqué (chapitre I-2.2), ces deux influx permettent, par ailleurs, une révision du calage de la chronostratigraphie du Miocène terminal et du Pliocène basal du bassin Dacique par rapport à celle de la Méditerranée. Conformément aux propositions de Snel [Snel et al., 2000], il découle de ces travaux que le Bosphorien (dernière subdivision du Pontien) du bassin Dacique embrasse la limite Miocène-Pliocène, sa partie supérieure débordant légèrement dans le Zancléen (Figure I-19).

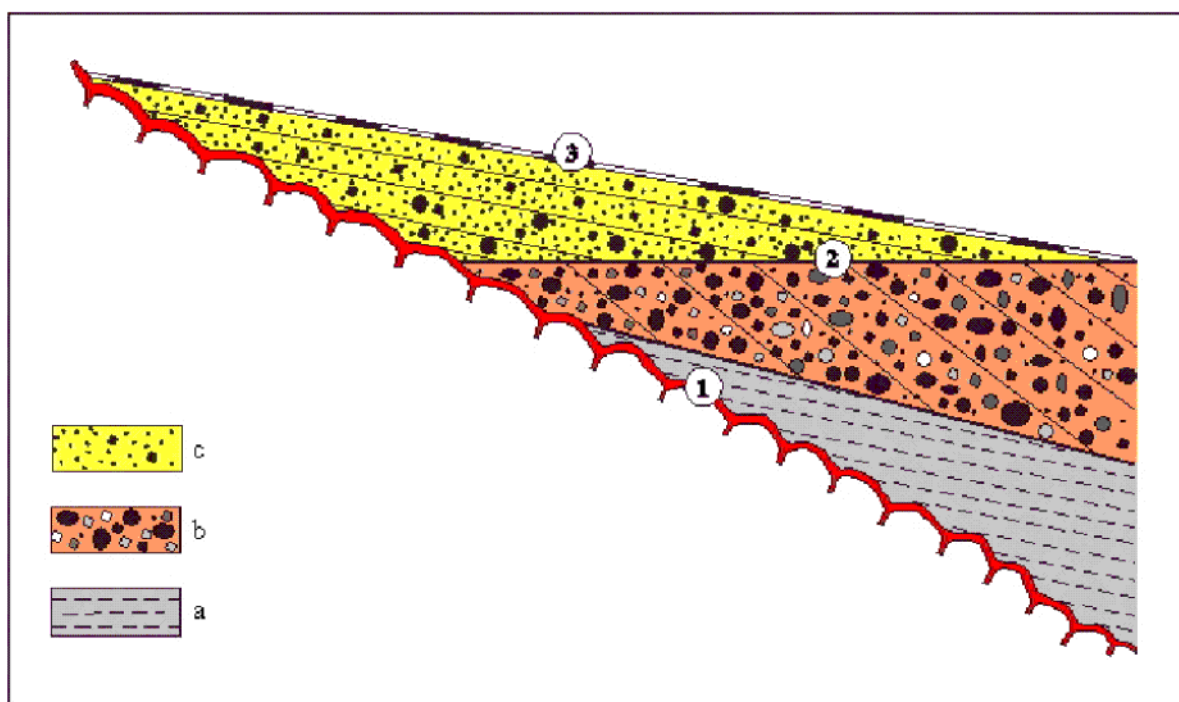


Figure I-29. Structure type d'un *Gilbert delta* zancléen [Clauzon, 1990; Clauzon et al., 1995].

Surfaces : 1, surface d'érosion messinienne; 2, transition marin/continental; 3, surface d'abandon. Unités sédimentaires: a, *bottom set beds* silteux; b, *fore set beds* conglomératiques; c, *top set beds* sableux à conglomératiques.

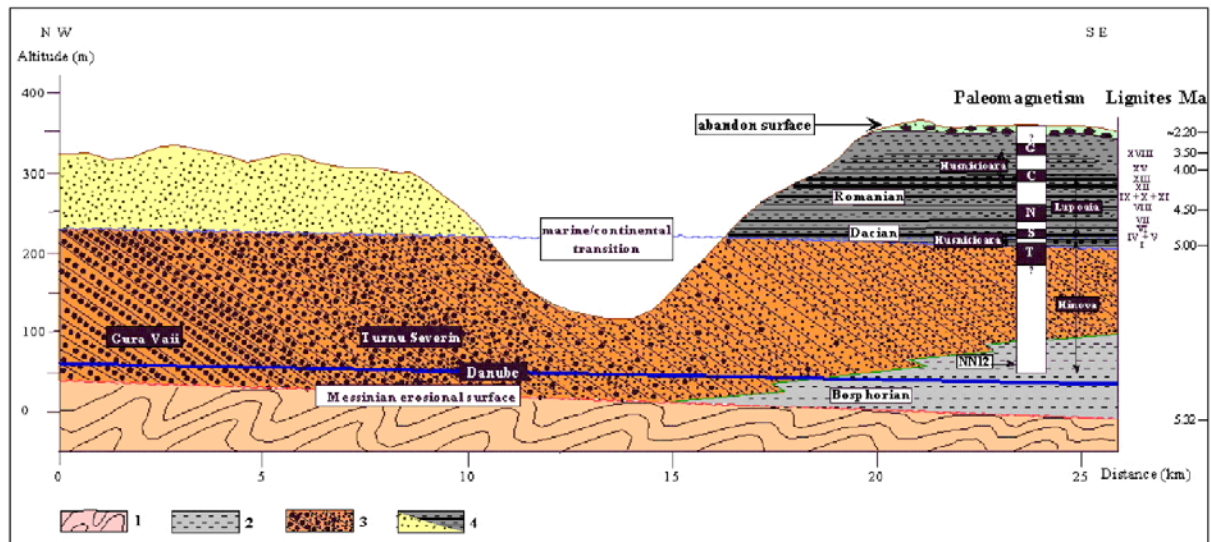


Figure I-30. Coupe synthétique du *Gilbert delta* des "Portes de fer" [Clauzon et al., accepté].
 Lithologie: 1, socle carpatique; 2, *bottom set beds* silteux; 3, *fore set beds* conglomératiques à matrice sableuse; 4, *top set beds* argilo-sableux incluant des niveaux à lignites.
 Magnétostratigraphie: T, Thevara (C3n.4n); S, Sidufjall (C3n.3n); N, Nunivak (C3n.2n); C, Cochiti (C3n.1n); G, 1^{er} événement normal de la période Gauss (C2An.3n).

Le fait que l'extension de la surface d'érosion messinienne se limite à la partie amont du bassin alors que l'on constate dans sa partie aval une continuité sédimentaire, implique que la crise messinienne s'y est déroulée selon des modalités particulières: une partie du bassin est forcément restée en eaux. Dans l'hypothèse d'une crise messinienne en mer Noire [Hsü et Giovanoli, 1979], les auteurs [Clauzon et al., accepté] proposent que le bassin Dacique a fonctionné comme les bassins suspendus autarciques restés en eaux connus en Méditerranée (Plaine du Pô), ce bassin étant alors séparé de la mer Noire (en état d'effondrement eustatique) par le seuil de la Dobrogée. En effet, dans ces bassins comme dans le bassin Dacique, on observe dans certains secteurs la surface d'érosion messinienne et dans d'autres le passage en continuité stratigraphique du Miocène au Pliocène.

Au cours de la crise, le Danube et ses affluents carpatiques pourraient être à l'origine à la fois de la surface de ravinement messinienne dans la partie amont du bassin et du maintien en eau (et de l'alimentation sédimentaire) de sa partie aval. Après la remise en eau zancléenne, le colmatage du bassin Dacique par les apports sédimentaires de ce système fluvial se serait effectué sur toute la durée du Pliocène. Ce n'est qu'à l'issue de ce comblement que le Danube aurait enfin atteint la mer Noire.

I-3.3. Le point sur la problématique du Messinien en mer Noire

Les forages DSDP ont permis la découverte au niveau du talus au large du Bosphore (forages 380 et 381) d'une unité lithologique particulière, constituée de brèches et de stromatolites dolomitiques caractérisant un milieu de dépôt peu profond (supratidal) évaporitique. Ceci a été interprété par Hsü et Giovanoli [Hsü et Giovanoli, 1979] comme la signature détritique-évaporitique d'une chute majeure du niveau de la mer Noire en potentielle réaction à la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée. Cette hypothèse est en partie étayée par la découverte - limitée à l'Ouest du bassin Dacique et à la région du détroit de Kertch - de traces d'érosion à terre [Chumakov, 2000; Clauzon et al., accepté].

L'ensemble des données amont à terre (traces d'érosion) ainsi que les données aval au fond du bassin de la mer Noire (sédiments détritique-évaporitiques) constituent déjà de solides

arguments en faveur de la réalité de la manifestation eustatique de l'événement messinien au moins dans cette partie de la Paratéthys (bassin Dacique et Euxinique).

Cependant, alors qu'il est avéré que la Crise de Salinité Messinienne a fait l'objet d'un double enregistrement (évaporites et surface d'érosion) en Méditerranée, aussi bien à terre qu'en mer, l'enregistrement érosif de cet événement n'a jamais encore été clairement mis en évidence dans la partie profonde (bassin Euxinique) de cette portion de Paratéthys.

La découverte de cette surface d'érosion en mer Noire constituerait donc le dernier et irréfutable argument pour la validation de l'hypothèse d'une crise messinienne dans les bassins Dacique et Euxinique (mer Noire).

A propos du bassin Dacique et des travaux de Clauzon et al [Clauzon et al., accepté], l'absence d'informations stratigraphiques concernant sa partie la plus orientale (à proximité de la mer Noire) ne permet pas pour l'instant de trancher définitivement quant à son évolution au cours de la crise messinienne. Aujourd'hui, dans l'hypothèse d'une chute majeure du niveau marin dans ce bassin et le bassin Euxinique voisin, deux principaux scénarios restent envisageables :

- Soit, l'exutoire du Danube était extérieur au bassin Dacique (bassin Euxinique, mer Egée). Le Danube se serait, par exemple, dès cet épisode frayé un chemin jusqu'au bassin Euxinique, contournant ou non les zones du bassin restées en eau. La découverte d'un canyon messinien du Danube sous la plate-forme roumano-ukrainienne confirmerait cette première hypothèse.
- Soit le Danube est resté piégé dans le bassin Dacique en se contentant de rejoindre et d'alimenter la ou les parties restées en eau de ce bassin, sans pousser son cours plus en aval. L'absence d'un canyon messinien du Danube en mer Noire irait dans le sens de cette seconde hypothèse.

Chapitre I-4. Conclusion

L'ensemble des recherches présentées dans ce mémoire se rapporte à une seule et même problématique émanant de l'évolution paléogéographique particulière de la Paratéthys. Cette évolution, qui concerne une période couvrant l'Oligocène et le Néogène, est caractérisée par de nombreux épisodes de connexion/déconnexion. Elle nous a amené à nous interroger sur l'impact en terme de variations du niveau marin de ces phases d'isolement répétées sur les différents domaines paratéthysiens. On peut en effet s'attendre à ce que les bassins paratéthysiens, étant donnée leur taille limitée, aient réagit brutalement à ces phases d'isolement.

Parmi tous les bassins paratéthysiens, nous avons vu que le bassin Euxinique, pour lequel les réactions eustatiques à ces phases de déconnexion ont déjà fait l'objet de réflexions, présente un intérêt particulier vis à vis de la problématique posée. Nous avons choisi pour cela de concentrer nos recherches sur ce bassin, résumant ainsi la problématique traitée à la question : quelles ont été les réactions eustatiques du bassin Euxinique face aux nombreux épisodes de déconnexion qui ont marqué son évolution paléogéographique ?

Le premier objectif de mon étude est de tenter de répondre à cette question. Nous nous intéresserons pour cela en détails à la stratigraphie oligo-néogène de la mer Noire, afin d'y déceler les marqueurs des ses éventuelles fluctuations eustatiques passées. Les résultats de ces recherches, basées sur une approche intégrant essentiellement des données de sismique réflexion haute résolution et la prise en compte des plus récentes propositions de corrélations chronostratigraphiques entre les échelles paratéthysiennes et méditerranéenne, font l'objet de la partie descriptive et analytique de ce mémoire.

De plus, parmi toutes les phases d'isolement reconnues, nous avons vu que celle entraînée par la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée présente vis à vis de notre problématique principale un intérêt remarquable à plusieurs titres :

- La Crise Messinienne méditerranéenne, à laquelle cet épisode de déconnexion est associé, constitue en elle même un événement exceptionnel tant par son ampleur que par la combinaison fortuite des facteurs à son origine (tectoniques, climatiques et dans une moindre mesure eustatiques). Cet événement présente l'avantage d'être largement documenté.
- Cette déconnexion, résultant de l'isolement puis de l'effondrement eustatique du bassin reliant alors la Paratéthys orientale (incluant la mer Noire) à l'océan global, revêt un caractère inhabituel vis à vis des épisodes précédents. Nous pourrions la qualifier d'indirecte (ou de second ordre), par opposition aux autres déconnexions (directes ou de premier ordre) relatives, elles, à un proche domaine océanique ou au bassin méditerranéen, paléogéographiquement intermédiaire, mais jusqu'alors toujours resté, lui, connecté et en eaux.
- L'impact de la Crise de Salinité Messinienne sur la Paratéthys, et en particulier sur le bassin Euxinique (mer Noire), a déjà fait l'objet de recherches, dont les résultats nous permettent de resserrer la problématique posée.

Au regard des conditions paléogéographiques et paléoclimatiques, il est en effet paru essentiel à plusieurs auteurs de s'interroger sur la réaction eustatique de la mer Noire face à l'effondrement du niveau marin reconnu en Méditerranée. Il ressort de ces études des arguments (traces d'érosion dans le bassin Dacique voisin, sédiments détritico-évaporitiques au fond du bassin Euxinique) allant plutôt dans le sens de l'hypothèse à l'origine avancée par Hsü [Hsü et Giovanoli, 1979] d'une chute drastique du niveau marin en mer Noire en réponse

à l'événement messinien méditerranéen. Or, cette hypothèse reste encore sujette à débat, en grande partie parce que l'une des signatures caractéristiques de cet événement en Méditerranée n'a jamais jusqu'à présent pu être identifiée en mer Noire. Il s'agit de la surface d'érosion messinienne qui associée à la signature détritico-évaporitique constituerait un argument irréfutable pour la validation de l'hypothèse de Hsü.

Le second objectif de cette étude est de tenter de répondre en particulier à la problématique de la manifestation de l'événement messinien en mer Noire en recherchant les arguments nécessaires à l'avancée du débat ouvert à ce sujet. Dans une telle perspective, nous concentrerons nos recherches sur l'identification de la surface d'érosion messinienne en mer Noire.

PARTIE II. DONNEES, TRAITEMENTS ET METHODES D'INTERPRETATION

Cette seconde partie est consacrée à la présentation des différents jeux de données utilisées dans le cadre de cette étude. Nous y aborderons également les méthodes de traitement et d'analyse mises en œuvres pour l'interprétation des ces données.

Chapitre II-1. L'origine des données

L'étude présentée ici est essentiellement basée sur l'interprétation des données sismiques multitraces Haute Résolution (HR) des récentes missions BlaSON 1 et 2 de l'Ifremer. A ce noyau de sismique HR s'ajoutent quelques données de sismique industrielle plus pénétrante, issues de la société Petrom. Leur analyse se base essentiellement sur les principes de la stratigraphie sismique.

Le calage stratigraphique de l'ensemble de ces données sismiques s'appuie sur leur corrélation avec des forages d'exploration industriels et scientifiques.

Les données de sismique réflexion utilisées:

- **9000 km** de **sismique 24 traces haute résolution** des missions **BlaSON 1** et **2** de l'Ifremer.
- **6 profils** de **sismique industrielle "lourde"** de la compagnie roumaine **Petrom** fournis par l'Université de Bucarest.

Les forages disponibles :

- **22 forages d'exploration** de la compagnie roumaine **Petrom** (informations fournies par l'Université de Bucarest).
- **2 forages** scientifiques du Leg **DSDP 42B** [Ross et Neprochnov, 1978].
- **7 forages d'exploration industrielle** sur les plates-formes bulgare et turque (informations issues de la littérature [Dachev et al., 1988; Can, 1996; Harbury et Cohen, 1997] ou fournies par British Gas selon les forages).

II-1.1. La sismique réflexion

II-1.1.1. Les campagnes BlaSON de l'Ifremer

a. BlaSON 1

La campagne BlaSON (Black Sea Over Neoeuxinian), menée en 1998 par l'Ifremer dans le cadre d'une coopération franco-roumaine, a permis, entre autre, l'acquisition de plus de 4500 km de profils de sismique réflexion multitraces (24 traces) haute résolution (HR) au niveau de la plate-forme roumano-ukrainienne et de l'éventail profond du Danube. Ces données, alliant haute résolution (10-15 ms) et pénétration convenable (jusqu'à plus de 1500 ms), constituent les premières données haute résolution jamais acquises en Mer Noire. L'objectif principal de la campagne se limitait à l'étude des séquences de dépôt quaternaires sur la marge nord-ouest de la mer Noire, depuis l'embouchure du Danube jusqu'au bassin profond. Du fait de la qualité et de la pénétration de ces données HR, les objectifs initiaux ont cependant pu être élargis à l'étude de la stratigraphie cénozoïque de cette marge, étude qui fait l'objet de ce mémoire.

Lors de cette première mission, une attention particulière a été apportée aux possibilités de calages des lignes sismiques avec les forages off-shore roumains.

b. BlaSON 2

La campagne BlaSON 2, à laquelle j'ai participé, a été réalisée en 2002 par l'Ifremer dans le cadre d'une coopération internationale élargie à la Turquie et à la Bulgarie. Ses objectifs scientifiques s'inscrivaient dans la prolongation de BlaSON 1. Du fait des découvertes de la première mission, une partie de la mission BlaSON 2 a cependant été largement consacrée à l'acquisition de donnée sismique HR en rapport avec l'étude de la stratigraphie cénozoïque et en particulier de l'événement messinien en mer Noire. Le leg 2 de cette campagne s'est notamment concentrée sur l'acquisition de sismique HR à l'aplomb des sites DSDP 380 et 381 au large du Bosphore ainsi que sur la plate-forme bulgare, avec pour objectif de corréler les données DSDP avec les données du plateau nord-ouest du bassin issues de la mission BlaSON 1.

Au cours de cette seconde campagne, 4500 km supplémentaires de profils sismiques HR multitraces ont été acquis au niveau du plateau occidental (de la Turquie à l'Ukraine) et de l'éventail profond du Danube.

Ce jeu de données HR combinant les résultats des deux campagnes successives représente un total de plus de 9000 km de profils sismiques et couvre en détail une grande partie de la plate-forme roumano-ukrainienne (nord-ouest) et, selon un maillage cependant moins dense, une partie de la plate-forme bulgare-turque (sud-ouest). Ce jeu de données est le support de l'étude présentée ici.

Les caractéristiques techniques d'acquisition et de traitement de ces données sont décrit en détails plus loin dans ce chapitre (Chapitre II-2)

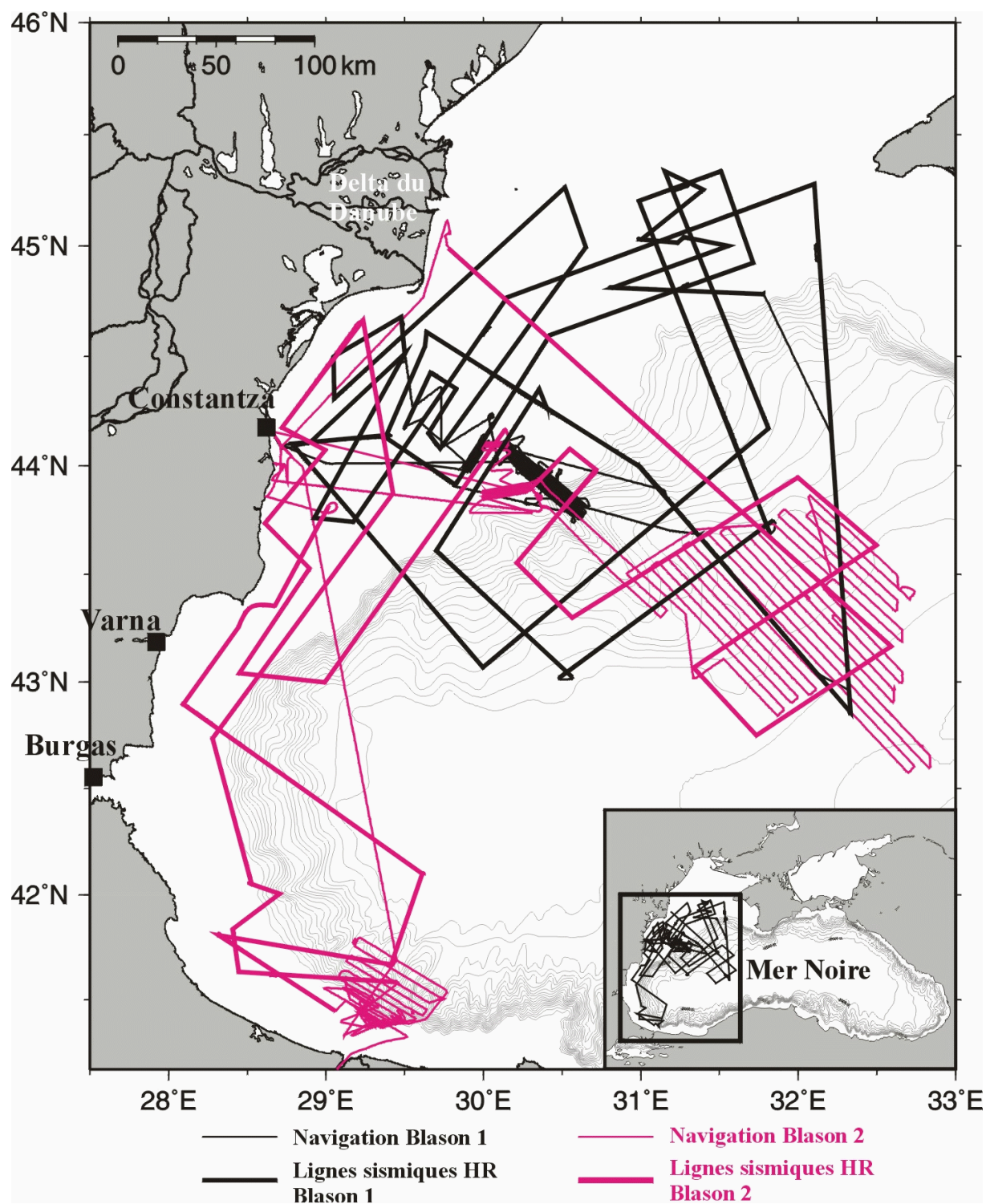


Figure II-1. Plan de position des missions BlaSON 1 et 2 de l'Ifremer.

II-1.1.2. La sismique pétrolière PETROM

Il existe un nombre considérable de données de sismique pétrolière sur la plate-forme nord-ouest de la mer Noire, mais, pour des raisons de confidentialité, nous avons eu accès seulement à une infime partie de cette base de données.

Il s'agit des 6 profils de la compagnie roumaine Petrom qui nous ont été fournis par l'Université de Bucarest (C. Dinu). Ils représentent un total de 550 km de donnée sismique de type industriel acquis sur la partie roumaine de la plate-forme nord-ouest de la mer Noire. Ces lignes ont été acquises au milieu des années 90 par le groupe Western Geophysical pour le compte de la compagnie Petrom.

L'avantage de ces profils de type industriel est qu'ils présentent une pénétration de plusieurs secondes et qu'ils offrent une vision profonde de la plate-forme. Ils donnent accès à l'ensemble de la stratigraphie post-rift de la plate-forme et permettent d'en appréhender le contexte structural profond. Leur analyse a, entre autre, permis de lever des ambiguïtés concernant l'enregistrement de l'événement messinien dans cette zone.

L'inconvénient de ces 6 profils est qu'ils nous ont été fournis au format papier, migrés en profondeur et pour certains déjà partiellement interprétés. Ils n'ont donc pu faire l'objet d'aucun traitement supplémentaire. Le fait que nous ne disposions que de la section migrée-profondeur a rendu délicate la corrélation de ces données avec la sismique HR BlaSON (légère divergence des analyses de vitesses). Ce point a en revanche facilité leur calage avec les forages.

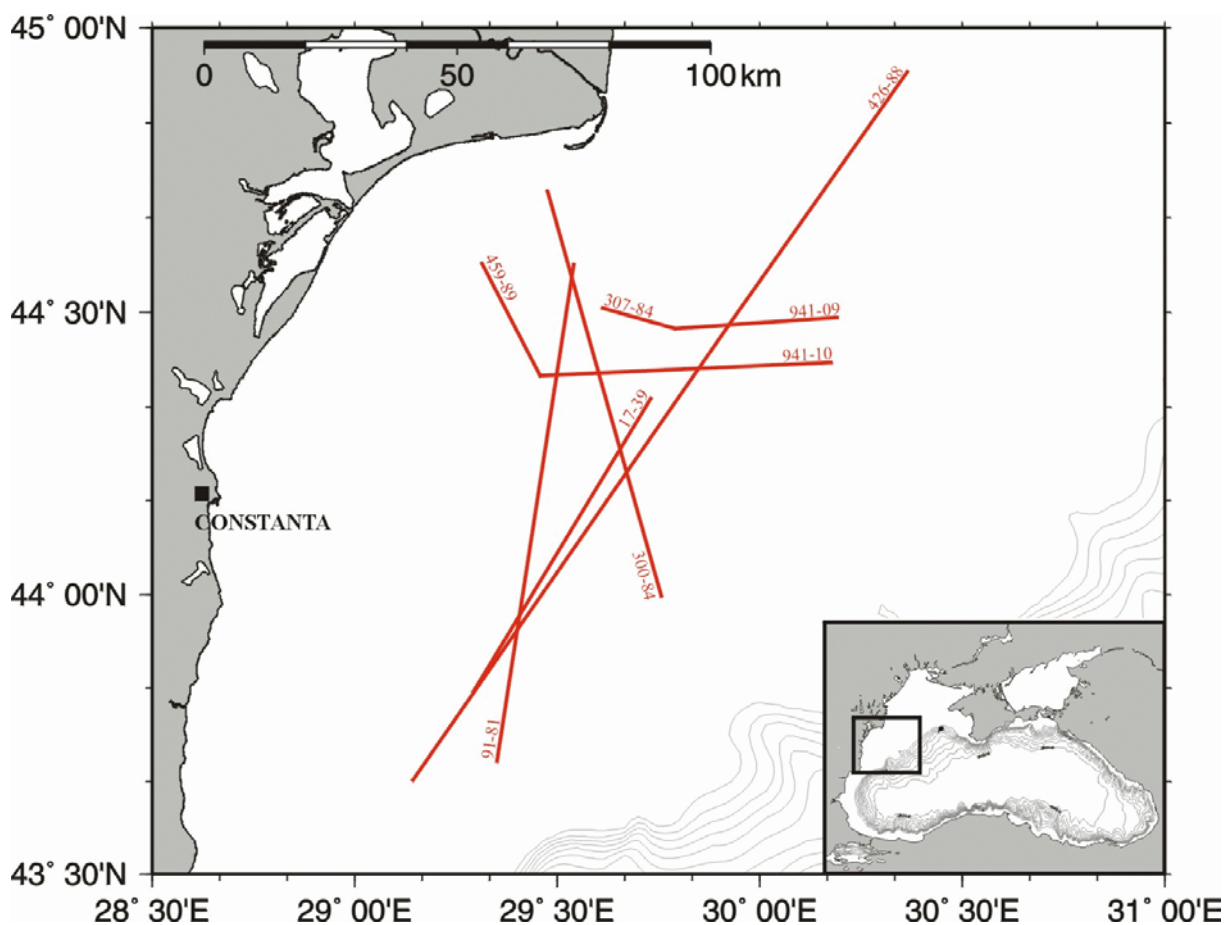


Figure II-2. Plan de position des lignes 6 lignes sismiques industrielles Petrom

II-1.2. Les forages

Le calage stratigraphique de notre étude s'appuie sur un total de 26 forages. En effet, parmi les 31 forages disponibles, 5 n'ont pu être utilisés (voir plus loin). La répartition géographique de ces forages est très inégale : 22 sont en effet concentrés sur la portion roumaine de la plate-forme du nord-ouest de la mer Noire, alors que les 9 autres sont dispersés sur les marges turque et bulgare. L'ensemble de ces forages est implanté sur le plateau continental (très étroit sur les marges turque et bulgare), à l'exception des deux forages DSDP implantés l'un dans la pente (381) et l'autre sur le glacis (380).

II-1.2.1. Les forages roumains

Il s'agit de forages d'exploration pétrolière réalisés entre 1976 et 1997 pour le compte de la compagnie pétrolière PETROM. Leur réalisation répondait à la découverte, par le biais des premières acquisitions de sismique réflexion, de nombreux pièges potentiels au sein des séries syn-rifts et de l'épaisse couverture sédimentaire tertiaire. Les données relatives à ces puits nous ont été fournies par le département des Sciences de la Terre de l'Université de Bucarest (C.Dinu) et leur position géographique exacte par la société Total (à l'époque TFE).

Bien que la plupart de ces puits aient fait l'objet d'une étude détaillée (diagraphie, cutting,...), par souci de confidentialité, seules quelques informations relatives à la stratigraphie nous ont été communiquées. Elles se limitent à la profondeur (en m) des différentes limites stratigraphiques rencontrées dans chacun de ces forages. Il est important de noter que la stratigraphie de ces forages est basée sur le concept des étages stratigraphiques paratéthysiens.

Les informations lithologiques détaillées ne nous ont malheureusement pas été fournies ce qui a considérablement limité l'interprétation des sédiments en termes d'environnements de dépôts. Les quelques indications lithologiques dont nous disposons sont des synthèses à l'échelle de la plate-forme issues de la littérature [Robinson et al., 1996; Tambrea et al., 2002].

D'autre part, en l'absence d'informations biostratigraphiques, la stratigraphie fournie, n'a pu être précisée.

Enfin, ces forages d'exploration pétrolière avaient pour objectifs d'atteindre des cibles profondes (syn-rift) et de ce fait, il n'a été accordé que peu d'importance à l'analyse des unités stratigraphiques superficielles. En conséquence, dans certains forages, le positionnement des limites stratigraphiques entre le Pontien et le Dacien et entre le Dacien et le Romanien peut paraître encore incertain (C.Dinu, communication personnelle).

Du fait de la concentration de ces forages et par comparaison des résultats entre eux, nous avons pu éliminer ceux qui nous paraissaient douteux (une minorité). Sur la base des forages retenus, nous avons pu réaliser un calage stratigraphique des données sismiques extrêmement efficace sur lequel repose une grande partie de ce travail de recherche.

II-1.2.2. Les forages du leg DSDP 42B

Au cours de ce leg DSDP mené en 1975 en mer Noire, trois sites ont été forés : le site 379, localisé au milieu de la plaine abyssale euxinique et les sites 380 et 381 localisés respectivement sur le glacis et en bas de pente au large du Bosphore [Ross et Neprochnov, 1978]. Contrairement au site 379 dont la pénétration est superficielle (pléistocène), les sites 380 et 381 présentent un log stratigraphique extrêmement intéressant, notamment en ce qui concerne l'événement messinien, et les plus anciennes formations atteintes ici sont estimées d'âge miocène supérieur [Ross et al., 1978; Traverse, 1978]. Ces informations ont motivé

l'acquisition lors de la campagne BlaSON 2 de lignes sismiques HR à l'aplomb de ces deux forages (Figure II-3).

Au large du Bosphore, le forage 380 réalisé par une profondeur d'eau de 2107 m (transition pied de pente-glacis) atteint une pénétration de 1073,5 m. En amont de celui-ci, le forage 381 réalisé par une profondeur d'eau de 1728 m (bas de pente) atteint 503,5 m de pénétration. Comparés aux forages destructifs roumains, l'avantage de ces forages est que la colonne sédimentaire traversée a été échantillonnée en continu. Comme dans tous les programmes DSDP, ces échantillons ont fait l'objet d'analyses très poussées (propriétés physiques, lithologie, biostratigraphie,...) dont les résultats sont facilement accessibles au travers du rapport final de ce leg [Ross et Neprochnov, 1978].

II-1.2.3. Les forages d'exploration de la plate-forme bulgaro-turque

Sur cette étroite plate-forme, nous disposons d'informations concernant 7 forages d'exploration pétrolière disséminés entre le cap Kaliakra et le Bosphore.

Au large de la Bulgarie, il s'agit des forages Samotino More1, Nanevo, Elizabetino, LA-IV/91-1 et LA-IV/91-2 réalisés entre 1986 et 1993 et commandés pour les deux derniers par British Gas. La pénétration de ces forages varie de 1065 m (Elizabetino) à plus 4600 m (LA-IV/91-2).

Au large de la partie européenne de la Turquie se trouvent les deux forages Karadeniz et Igneada réalisés conjointement par TPAO (compagnie d'Etat turc) et Turkey Westates Petroleum entre 1970 et 1971. Karadeniz, foré par 76 m de fond, atteint 2588 m de pénétration. Igneada, situé 15 km au Nord du précédent et foré par 87 m de fond, atteint 3109 m de pénétration.

Les informations disponibles pour ces forages sont issues de la littérature [Dachev et al., 1988; Can, 1996; Harbury et Cohen, 1997; Sinclair et al., 1997; Aksu et al., 2002] et se limitent à la profondeur des différentes limites stratigraphiques rencontrées dans chacun de ces forages et à une description sommaire de leur lithologie. Nous disposons cependant d'informations plus complètes sur le forage LA-IV/91-2 pour lequel, suite à notre demande, British Gas nous a communiqué le rapport biostratigraphique, le *Composite Log* et le *Geological Field Log*.

Contrairement aux forages roumains, la stratigraphie des forages de la zone bulgaro-turque (réalisés par des compagnies "occidentales") est basée sur l'utilisation de l'échelle standard méditerranéenne (y compris pour les forages DSDP).

Il été important de noter que parmi ces forages, tous n'ont pas pu être utilisés dans cette étude.

Ainsi, les forages proximaux Nanevo, Elizabetino et LA-IV/91-1 se situent dans une zone sourde (effet de masque induit par la présence de gaz en subsurface, voir plus loin, paragraphe Chapitre II-5). Ces trois forages n'ont donc pas pu être finalement corrélés avec nos données sismiques.

Etant donnée la profondeur des cibles prospectées par les pétroliers, l'analyse des forages Samotino More1 et LA-IV/91-2 se concentre sur les séries anté-néogènes. Les séries néogènes, qui présentent le plus d'intérêt pour notre étude, sont vierges de toute interprétation dans le forage LA-IV/91-2. Dans le forage Samotino More1, l'analyse de ces séries est trop incomplète pour être utilisée.

Sur ces 7 derniers forages, seuls les deux forages turques Karadeniz et Igneada ont donc pu être utilisés dans cette étude.

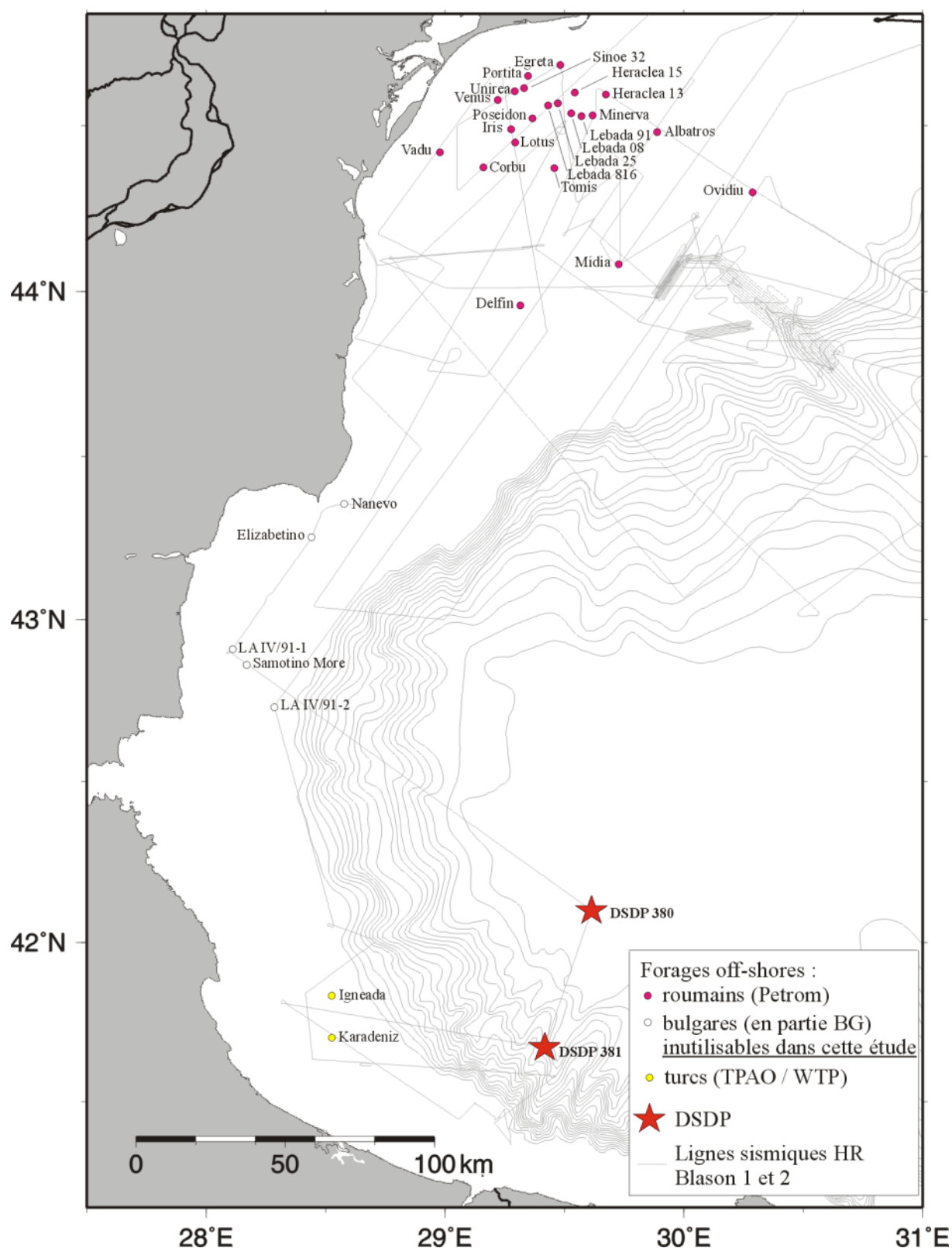


Figure II-3. Plan de position des forages sur les marges occidentales de la mer Noire. Parmi les 31 forages disponibles, 26 ont pu être utilisés dans cette étude.

Chapitre II-2. La sismique multitrace Haute Résolution des missions BlaSON 1 et 2 : de l'enregistrement à la section sismique

II-2.1. Caractéristiques générales de la sismique réflexion HR

La sismique réflexion est un outil de prospection du sous-sol basé sur l'enregistrement d'ondes sismiques émises artificiellement depuis la surface et réfléchies en profondeur sur les interfaces séparant des milieux dans lesquels les vitesses de propagation de ces ondes sont différentes (par exemple des limites de couches géologiques).

Parmi les nombreuses méthodes employées pour générer des ondes acoustiques dans le sous-sol, la sismique Haute Résolution (HR) se distingue par le contenu fréquentiel du signal sismique émis qui se situe dans une gamme allant de 50 à 500 Hz.

Pour obtenir des signaux avec un tel contenu fréquentiel, il faut utiliser une source impulsionnelle à haute fréquence qui est généralement un canon à air ou à eau.

L'avantage de cette méthode est qu'étant donnée la fréquence d'émission, elle permet d'atteindre une définition verticale de l'ordre de 10 à 15 m alors qu'en sismique conventionnelle (plus basses fréquences) celle-ci est comprise entre 60 et 120 m. La contrepartie à l'emploi de la méthode HR est que le signal sismique est beaucoup plus rapidement atténué. Ainsi, la pénétration de la sismique HR apparaît limitée (de l'ordre de 500 à 2000 m) en comparaison à celle de la sismique conventionnelle mise en œuvre par les pétroliers (3 à 50 km).

Applications

La sismique HR a été développée à l'origine pour la reconnaissance de site pour l'industrie pétrolière. Les caractéristiques de la sismique HR en font également un outil très intéressant pour l'étude stratigraphique des sédiments marins. Cette technique permet en effet une reconnaissance fine du premier millier de mètres de sédiments et constitue un outil primordial pour l'étude des sédiments tertiaires qui nous intéressent ici.

II-2.2. Acquisition des données multitraces HR BlaSON

La chaîne sismique HR mise en œuvre lors des missions BlaSON 1 et 2 se composait des éléments suivants :

- La source: 2 canons à air mini-GI fonctionnant en mode "flip/flop" (un troisième mini-GI servant de canon de secours). Volume 13/35 inch³ (BlaSON 1) ou 24/24 inch³ (BlaSON 2) et pression d'utilisation de 110 à 130 bars.
- Les récepteurs: une flûte 24 traces, 300 m de long, intertrace de 12,5 m.
- L'acquisition: système DELPH2 (Triton-Elics) assurant l'acquisition numérique et les premiers traitements en temps réel.

Particularités des modes de tirs: il est à noter que lors de la mission BlaSON 1, les tirs s'effectuaient à intervalle de temps régulier (toutes les 3 s à 4 nœuds pour une couverture 24), alors que pour BlaSON 2, les tirs s'effectuaient à distance régulière (tous les 6,25 m, permettant une couverture 24 plus stricte).

II-2.3. Traitement des données multitraces HR BlaSON

Avant d'envisager une quelconque interprétation de ces données multitraces, il a été nécessaire de leur appliquer une procédure de traitement complète, incluant notamment l'indispensable étape du *stack*. J'ai mis en œuvre cette procédure, mise au point en collaboration avec H.Nouzé (DRO/GM, Ifremer Brest), pour traiter une partie des données BlaSON 1 et la totalité des données BlaSON 2 présentées dans ce mémoire. Le même traitement a été appliqué par E.Thereau (DRO/GM, Ifremer Brest) à la part restante des données BlaSON 1.

La procédure de traitement appliquée se divise en deux étapes essentielles: une première étape de préparation des données réalisées grâce au logiciel SITHERE, suivie du traitement proprement dit réalisé avec le logiciel PROMAX (Landmark).

II-2.3.1. Préparation des données avec SITHERE

Cette étape consiste à convertir les fichiers originaux du format DELPH (.par et .tra) au format SEG-Y (informé de la navigation), afin de pouvoir les importer dans le logiciel PROMAX.

Etant donnés les différents procédés de tirs adoptés pour les missions BlaSON 1 et 2, la préparation des données issues de l'une ou l'autre de ces missions comporte quelques différences.

Pour les données BlaSON 1, les fichiers DELPH (.par et .tra) sont dans un premier temps directement convertis au format SEG-Y grâce à la commande *dlp2seg* du logiciel SITHERE. Après être sortis de ce programme, ces fichiers SEG-Y sont ensuite informés de la navigation (issue de la centrale inertielle du bateau) grâce à la commande *nav2segsr.blason*.

Pour les données BlaSON 2, l'ensemble de la préparation s'effectue sous SITHERE. Après avoir converti les fichiers DELPH (.par et .tra) au format interne à SITHERE (.dat et .hst) grâce à la commande *idlp24*, ceux-ci sont en même temps convertis au format SEG-Y et informés de la navigation (issue cette fois de la centrale de tirs) grâce à la commande *segvex*.

Ces procédures de préparation standard, ainsi que leur variantes, sont présentées en détail dans les Annexes 1 et 2 (fin de ce mémoire)

II-2.3.2. Traitement utilisant PROMAX

La séquence de traitement classiquement appliquée au cours de ce travail est la même pour les données BlaSON 1 et 2 et ne varie pas d'un opérateur à un autre. Elle compte les étapes suivantes:

a. Importation des données:

Les données SEG-Y sont importées et converties au format interne à PROMAX (module *SEG-Y input*). Il est procédé dès cette étape à une extraction (module *Trace kill/reverse*) des traces s'avérant défectueuses (respectivement les traces 7, 13, 14 et 13, 14, 23 pour les missions BlaSON 1 et 2).

b. Géométrie

Cette étape consiste à regrouper les traces qui imagent le même point miroir (CDP), afin ensuite de sommer les informations correspondantes (*Stack*). Après avoir renseigné la configuration géométrique de la source et des récepteurs (flûte), le logiciel calcule, d'après la navigation, les coordonnées des CDP. Pour les données BlaSON, nous avons préféré, par soucis de précision, utiliser un mode de calcul habituellement appliqué aux données sismiques terrestres (module *Crooked line geom spreadsheet*).

c. Prétraitement

Il est apparu nécessaire, avant de passer à l'étape de l'analyse de vitesse, de procéder à quelques traitements "cosmétiques". Cela consiste à corriger le retard (27 ms) induit par le décalage entre l'ordre de tir et le déclenchement effectif du canon (module *Header statics*), à effectuer un filtrage passe-bande (module *Pass-band filter*, filtre 30-40-200-250 Hz), ainsi qu'une récupération d'amplitude (module *True amplitude recovery*).

d. Analyse de vitesse

Cette étape consiste à réaliser, à intervalle régulier (en général tous les 250 CDP), une analyse de vitesse (module *Interactive velocity analysis*) qui permettra la correction dynamique de l'étape suivante. Afin de compenser la faible couverture des traces, ces analyses ont été menées sur des combinaisons de 5 CDP voisins, préalablement regroupés dans un unique fichier (module *Supergather*).

e. Stack "brut"

A ce stade de traitement, il est intéressant de réaliser un premier *stack* afin de pouvoir enfin évaluer la qualité du profil. Cette étape se divise en fait en deux phases:

Dans un premier temps, la correction dynamique (module *Normal moveout correction*), qui s'appuie sur les fichiers d'analyse de vitesse, permet de corriger les décalages dus aux offsets différents entre les traces d'un même CDP.

Dans un second temps, la sommation des traces proprement dite (module *CDP/ensemble stack*), constitue l'étape fondamentale du traitement des données multitraces. La sommation des informations des traces d'un même CDP permet en effet d'améliorer le rapport signal / bruit et d'atténuer les effets des multiples.

f. Pointé du fond

Le fond est pointé semi-automatiquement sur ce premier stack (module *Trace display / Picking*) en vue de son utilisation ultérieure.

g. Antimultiple et déconvolution

Dans le traitement antimultiple appliqué (module *Wave equation multiple rejection*), les multiples du fond liés à la tranche d'eau sont modélisés à partir du fichier pointé précédemment. Après avoir procédé à un réajustement d'amplitude et de phase entre les traces simulées et les traces enregistrées, les premières sont soustraites aux secondes.

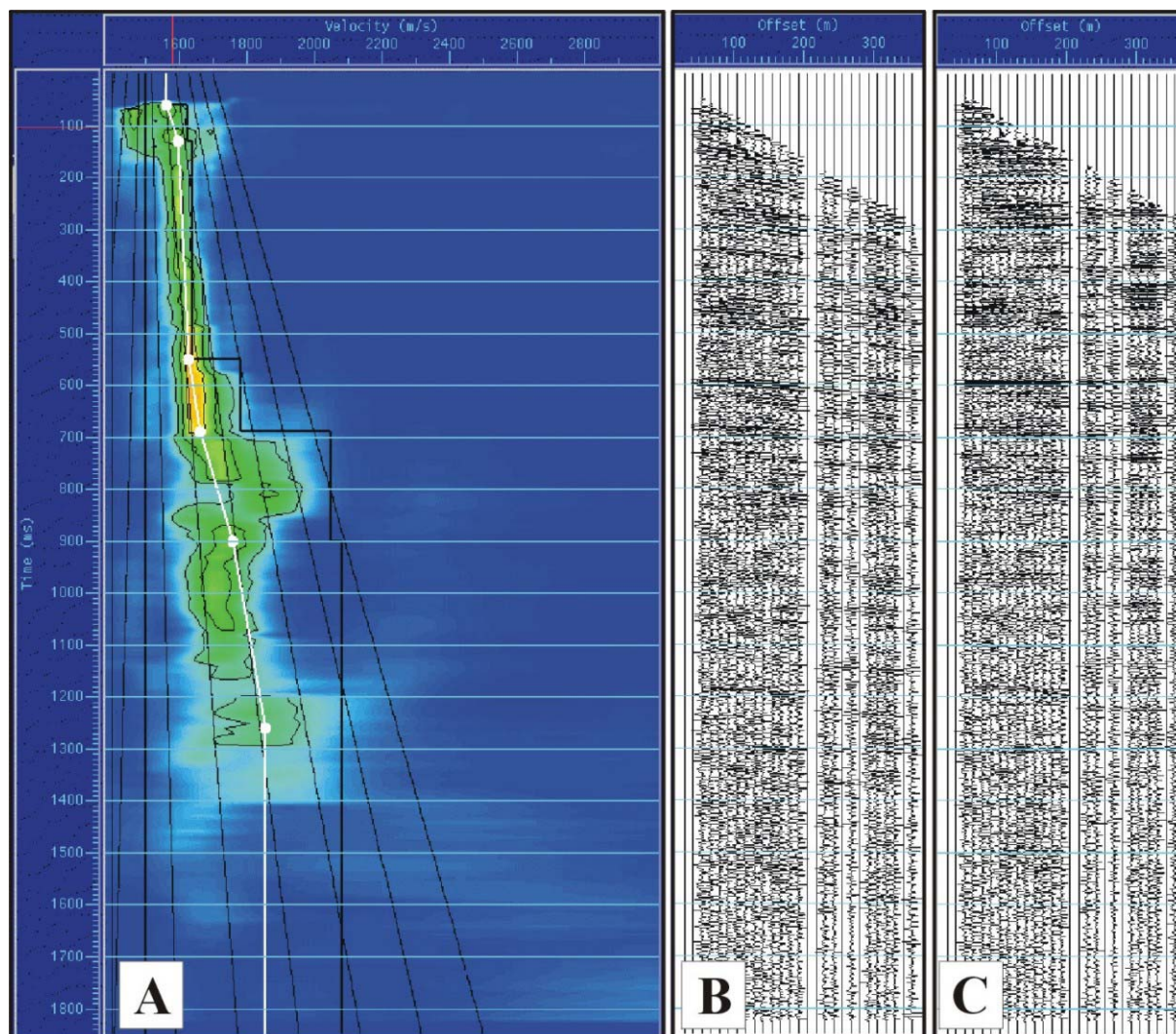


Figure II-4. Analyse de vitesse des données HR BlaSON (A) et traces du CDP correspondant: B, avant NMO (correction dynamique); C, après NMO.

Basée sur un principe comparable, la déconvolution prédictive estime une partie répétitive du signal afin de s'en affranchir (module *spiking/predictive decon*, option *Minimum phase predictive*).

Cette étape est réalisée sur les données non stackées.

h. Stack final

Après cette étape de démultiplication, les données sont stackées définitivement.

i. Mute et migration

Le mute, qui consiste à éliminer le bruit enregistré dans la tranche d'eau, est basé sur le fichier de pointé du fond (module Trace muting).

La migration (module Memory stolt F/K migration) recalcule à leur place les réflecteurs. L'ampleur de cette migration est d'autant plus grande que le pendage du réflecteur est fort.

j. Sortie papier

Le module Trace plotting permet de préparer le profil traité en vue de son impression sur le traceur OYO. Le fichier .vs obtenu est converti dans un premier temps au format sunraster (commande unix *rasoyo*), puis en fichier .tiff (logiciel Alchemy) directement utilisable pour la réalisation de figures.

k. Sortie format SEG-Y

Enfin, le profil traité est exporté au format SEG-Y (module SEG-Y output).

II-2.4. Réalisation d'une carte de CDP.

Afin de faciliter l'interprétation des profils, notamment en permettant le repérage des croisement de lignes, une carte des CDP a été réalisée. Les coordonnées rectangulaires des CDP sont récupérés dans les entêtes des fichiers SEG-Y traités, puis sont converties au format géographique avant d'être intégrés grâce au logiciel Caraïbes à une carte incluant notamment la navigation BlaSON 1 et 2 totale ainsi que la position des forages utilisés. La procédure de réalisation de cette carte est détaillée en Annexe 3.

II-2.5. Echelle verticale des profils sismique HR

L'un des problèmes de la sismique réflexion est que la section temps fournie par cet outil peut plus ou moins différer géométriquement de la réalité géologique. L'effet des variations d'épaisseur de la tranche d'eau ou des couches géologiques considérées entraîne, même sur les sections migrées temps, la déformation géométrique des réflecteurs. Une telle section pourrait conduire à une interprétation erronée.

La couverture multiple permet de s'affranchir de ce problème. Les analyses de vitesses réalisées permettent en effet d'effectuer la migration en profondeur (conversion du trajet temps-double en profondeur). Si l'analyse de vitesse est fiable, la section migrée-profondeur obtenue constitue alors un document proche de la réalité géologique qui servira de base à l'interprétation.

Dans la pratique, la migration-profondeur est cependant difficile à mettre en œuvre:

- Elle impose en effet que les vitesses retenues soient le plus proche possible de la réalité et qu'elles présentent notamment une bonne cohérence latérale. Ceci nécessite la multiplication des analyses dès que le schéma géologique se complexifie.
- Par ailleurs, dans le cas d'une grille d'acquisition où les profils se recoupent les uns les autres, cette opération impose que les vitesses retenues soient équivalentes aux points de croisements.

Si ces conditions ne sont pas respectées, la migration-profondeur va dans le premier cas introduire des artefacts géométriques supplémentaires qui pourront fausser l'interprétation. Dans le second cas, cette opération va considérablement compliquer la corrélation des lignes à leur point de croisement.

Dans le cas des données HR BlaSON, ces deux conditions n'ont pas pu être respectées:

- En ce qui concerne la validité des analyses de vitesses, comme nous allons le voir (chapitre suivant), les analyses de vitesses se sont révélées fiables sur la plate-forme. Cependant, du fait du rapport entre la longueur de la flûte et la profondeur d'eau au-delà du rebord de plateau, les vitesses d'intervalles issues de l'analyse des lignes sismique BlaSON se sont révélées peu fiables au niveau de la pente et du glacis. Or, l'un des profils fondamentaux à notre étude (profil b2_050 passant par les sites DSDP) a justement été enregistré dans ces conditions de profondeur.
- D'autre part, les analyses de vitesse des données BlaSON ont été menées profil par profil, indépendamment des croisements, et souvent par deux opérateurs différents. Il en résulte que les analyses de vitesses aux croisements diffèrent parfois sensiblement.

Au regard des ces contraintes, il a été décidé de ne pas migrer les données BlaSON en profondeur et de travailler sur les sections migrées-temps.

Ce choix est par ailleurs justifié par le fait qu'à l'exception des canyons, les structures mises en évidence se révèlent relativement uniformes et à faible pendage. Dans ces conditions, la section migrée-temps reste correctement exploitable.

Chapitre II-3. Méthodes de calage sismique / forages

De part leur position, 26 forages ont été sélectionnés pour être corrélés avec les données sismiques BlaSON 1 et 2. Afin entre autres d'optimiser les corrélations entre l'ensemble des jeux de données sismiques HR disponibles, nous avons choisi pour cette étude de travailler en profondeur-temps (mstd). La corrélation des profils sismiques avec les forages a donc nécessité la conversion des données de profondeur des forages en mètres (m) en millisecondes temps double (mstd). Les méthodes de conversions utilisées diffèrent quelque peu en fonction de l'origine des forages.

II-3.1. Conversion des données des forages roumains, bulgares et turcs

Comme nous ne disposions pas directement pour ces forages des mesures de vitesse in-situ, leur conversion en mètres est basée sur l'utilisation des analyses de vitesses faites sur les profils sismiques les traversant (sismique HR BlaSON). Les vitesses de stack ont pour cela été converties en vitesses d'intervalles grâce à l'équation de Dix [Dix, 1955]. Cette opération a été effectuée avec un module du logiciel Promax (Landmark).

Pour quelques uns des forages roumains, nous disposions cependant de l'équivalence profondeur / temps de trajet, calculée d'après les vitesses mesurées in situ. Nous avons ainsi pu comparer les temps de trajet dans ces puits avec ceux issus de l'analyse de vitesse des profils sismiques BlaSON. L'écart absolu moyen observé est de 6% (Annexe 4). Il n'entraîne pas d'erreur appréciable et valide nos vitesses de stack sur le plateau pour leur utilisation dans cette opération.

Une fois les vitesses d'intervalles déterminées, la conversion consistait à effectuer le calcul suivant :

$$\sum_i \Delta T_i = \sum_i \frac{2 \cdot \Delta P_i}{V_i} \quad \text{où : } \sum_i \Delta T_i = \text{trajet-temps total recherché}$$

ΔP_i = profondeur parcourue dans l'intervalle de vitesse considéré

V_i = vitesse d'intervalle

II-3.2. Conversion des données des forages DSDP

Contrairement aux sites précédents situés sur la plate-forme, les forages DSDP 380 et 381 ont été réalisés par grande profondeur d'eau (respectivement 2107 m et 1728 m). Du fait du rapport entre la longueur de la flûte et la profondeur d'eau à l'aplomb de ces forages, les vitesses d'intervalles issues de l'analyse des lignes sismiques BlaSON se sont révélées comme relativement peu fiables sur ces sites. Comme nous disposions pour le forage 380 des mesures de vitesses réalisées in-situ [Ross et Neprochnov, 1978], nous avons pu baser la conversion des données de profondeur de ce forage en temps double sur celles-ci. Elles ont ensuite été

extrapolées au site 381 en s'appuyant sur les corrélations lithologiques proposées par Hsü [Hsü, 1978a].

A partir de ces résultats, j'ai défini trois intervalles successifs pour lesquels j'ai moyenné les vitesses d'intervalles mesurées localement (

Figure II-5). On obtient pour ces trois intervalles les vitesses suivantes:

$$V_1 = 1610 \text{ m/s}$$

$$V_2 = 1820 \text{ m/s}$$

$$V_3 = 1940 \text{ m/s}$$

Une fois ces vitesses d'intervalles définies, la suite de la conversion est basée sur le même calcul que celui présenté précédemment.

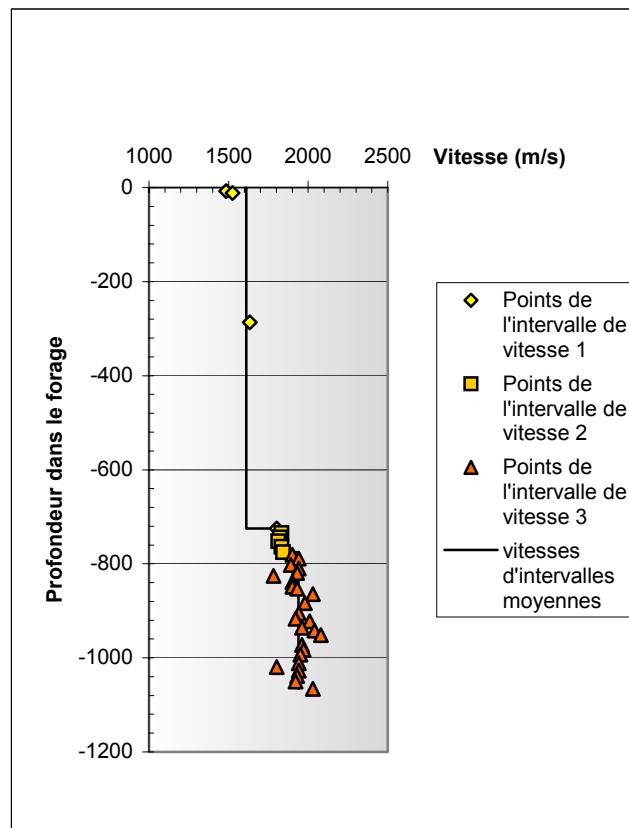


Figure II-5. Forage 380: vitesses mesurées sur échantillons et intervalles de vitesses définis

Chapitre II-4. Méthode d'interprétation

Le travail présenté dans ce mémoire est basé sur l'étude de l'enregistrement sédimentaire de la marge occidentale de la mer Noire au travers de l'analyse de données de sismique réflexion. Outre leur interprétation structurale, l'analyse de ces sections sismiques a été réalisée selon la méthode dite de la stratigraphie sismique.

II-4.1. Stratigraphie sismique

Les principes généraux de la stratigraphie sismique ont été établis par les géologues pétroliers, en particulier d' EXXON, au cours des années 70 [Mitchum et Vail, 1977; Mitchum et al., 1977]. Cette méthode se fonde sur l'examen des réflexions sismiques qui se produisent sur les surfaces séparant deux milieux d'impédance acoustique différente. Les surfaces physiques qui provoquent ces réflexions sont généralement soit des limites de strates soit des discontinuités géologiques (discordance). Ces discontinuités permettent d'identifier sur les lignes sismiques des unités de dépôts sédimentaires dont l'analyse des caractéristiques nous renseignera sur les facteurs à l'origine de leur différenciation. Parmi les facteurs potentiels, les variations relatives du niveau marin sont considérées comme un facteur prépondérant dans l'organisation et le séquençage des corps sédimentaires. En s'appuyant sur ce postulat, la méthode de la stratigraphie sismique se voulait à l'origine un outil permettant la reconstitution de la courbe des variations relatives du niveau marin du bassin considéré. Nous verrons que par la suite la stratigraphie sismique a évolué vers la stratigraphie séquentielle [Vail et al., 1987; Posamentier et al., 1988; Posamentier et Vail, 1988] permettant de raisonner en terme de séquences de dépôt et d'essayer de comprendre les facteurs qui leur sont liés (eustatisme, tectonique, flux sédimentaires.)

L'interprétation en stratigraphie sismique passe par une procédure d'analyse basée sur deux étapes incontournables, qui sont :

- l'identification des séquences sismiques.
- l'analyse des faciès sismiques.

II-4.1.1. Séquences sismiques

a. Définition

La séquence sismique constitue l'élément de base de la stratigraphie sismique. Elle consiste en une succession de réflexions relativement concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions.

b. Signification chronostratigraphique

Une séquence sismique a une signification chronostratigraphique car elle s'est déposée durant un intervalle de temps déterminé par les âges des limites à son mur et à son toit. Cependant, ces limites sont souvent des discordances qui ne sont pas nécessairement isochrones car le hiatus de temps correspondant (non-dépôt ou érosion) peut représenter de quelques milliers à quelques millions d'années. Les réflecteurs résultant ont donc une valeur chronostratigraphique relative.

Les limites de strates internes à la séquence et les réflexions résultantes seront considérées quant à elles comme isochrones.

c. Identification

L'identification des séquences (unités) sismiques est basée sur l'analyse de la géométrie des terminaisons de leurs réflecteurs, interprétées comme les terminaisons latérales des strates. Aux limites des séquences, ces terminaisons sont classées en différentes catégories (Figure II-6). Les relations géométriques des réflecteurs aux limites d'une séquence sont basées sur le parallélisme ou le manque de parallélisme entre les réflecteurs et la surface de discontinuité elle-même.

Le tracé de ces discontinuités doit être étendu à l'ensemble des sections, y compris dans les zones où il y a concordance apparente entre les surfaces de discontinuités et les réflexions. Les limites de séquences sont alors tracées soit dans le prolongement des discordances, soit en utilisant les données issues des forages.

L'expression sismique des limites de séquences varie considérablement en fonction du contraste d'impédance entre les strates situées de part et d'autre de la limite. Si ce contraste est faible à travers la limite, celle-ci n'engendrera pas forcément de réflexion identifiable. Cependant, une discordance angulaire pourra toujours être tracée sur les sections sismiques à partir de l'analyse de la terminaison des réflecteurs (troncature d'érosion, dowlap, onlap, ...).

Nous verrons que dans le cadre de mon travail, l'identification des limites de séquences correspondant à des surfaces d'érosion a occupé une part importante de l'analyse sismique.

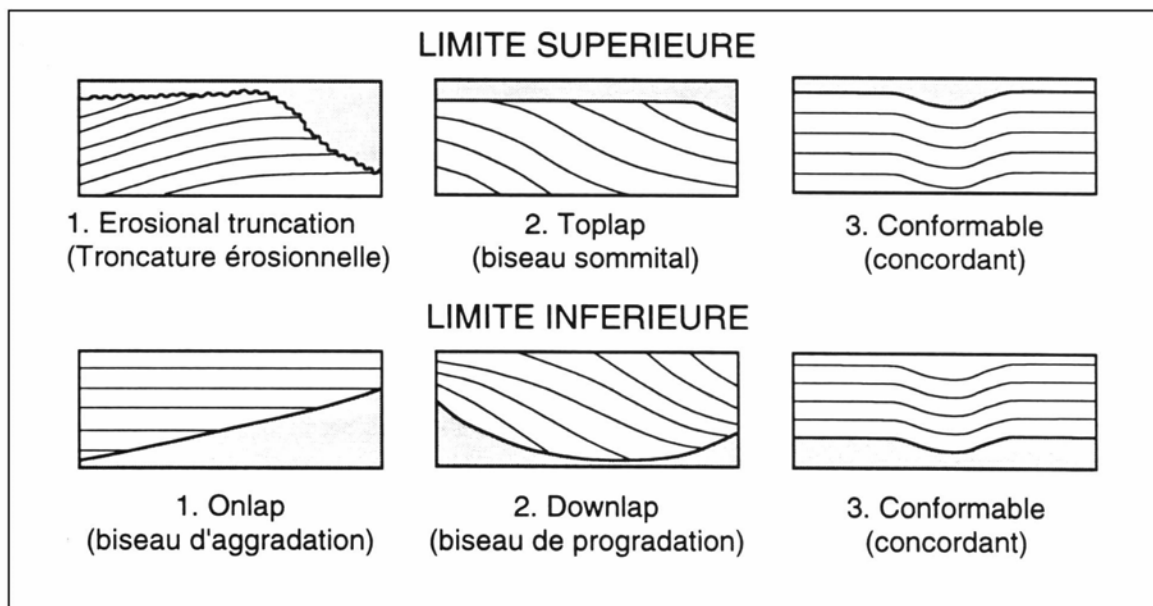


Figure II-6. Les relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence, d'après [Mitchum et al., 1977].

II-4.1.2. Analyse des faciès sismiques

L'analyse des faciès sismiques consiste en l'étude de tous les paramètres et surtout des configurations des réflexions qui caractérisent une séquence sismique.

Elle a pour but l'interprétation des sédiments donnant ces réflexions en termes de lithologie, stratification, caractéristiques du milieu de dépôt.

Les paramètres analysés sont :

L'amplitude (forte à faible). L'amplitude nous informe sur les contrastes de vitesse de propagation des ondes acoustiques et de densité et nous renseigne sur les variations latérales dans les séquences.

La fréquence (haute à basse). La fréquence (c'est-à-dire, l'espacement en temps entre les réflexions sismiques) dépend essentiellement de la signature de la source sismique employée. Pour une même source, les différences de fréquence peuvent résulter des différences d'espacement des strates ou des variations latérales de lithologie ou de vitesse de propagation des ondes acoustiques.

La continuité (bonne, moyenne, passable, médiocre, discontinue). La continuité des réflexions sismiques est généralement associée à celle des strates, une grande continuité témoignant de dépôts de grande extension uniformément stratifiés.

La vitesse d'intervalle (en mètres par seconde). Les variations de vitesse d'intervalle dépendent de plusieurs facteurs dont la lithologie, la fracturation, la porosité, le contenu en fluide.

La forme externe et la configuration interne des unités de faciès. La forme et la configuration interne d'une unité de faciès sont les paramètres les plus directement appréciables. Traditionnellement on associe certaines formes et configurations internes avec des milieux de dépôt précis (plate-forme, structures de glissement, remplissage de chenaux, canyons, constructions récifales, etc.).

En pratique, l'interprétation lithologique se fait à partir des interprétations précédentes en y incluant les données de forages. Il convient donc de rester prudent en l'absence de réel calage lithologique.

II-4.2. Stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est une méthode dérivée des concepts de stratigraphie sismique développés au cours des années 80 [Vail et al., 1987; Posamentier et al., 1988; Posamentier et Vail, 1988]. Son but est d'expliquer le mode de formation et de reconstituer en détail les géométries sédimentaires dans un cadre chronostratigraphique rigoureux. Le principe de base de cette méthode est que les séries sédimentaires s'organisent en une succession logique d'unités de dépôts isochrones contrôlées par des variations du niveau relatif de la mer, appliquée à l'échelle du bassin.

II-4.2.1. Enregistrement sédimentaire, notion d'accommodation et d'espace disponible

L'empilement des séries sédimentaires dans un bassins n'est rendu possible que par la création permanente d'espace ouvert à la sédimentation entre le fond du bassin (substratum) et le niveau de la mer. Cette création d'espace est appelée **accommodation** [Vail et al., 1987].

L'espace créé peut être complètement ou partiellement rempli selon l'importance des apports sédimentaires. L'**espace disponible** à un moment donné est égal à l'accommodation (espace créé), à laquelle on doit soustraire l'épaisseur des sédiments déjà déposés (espace supprimé).

L'enregistrement sédimentaire dans un bassin est contrôlé par trois facteurs allocycliques qui sont :

- l'eustatisme (variation absolue du niveau marin)
- la tectonique au sens large (subsidence ou soulèvement du bassin)
- les apports sédimentaires.

Le niveau marin absolu (ou niveau eustatique) est défini par rapport à un référentiel fixe indépendant des mouvements tectoniques, soit par exemple le centre de la Terre. Les variations du niveau absolu sont dites variations eustatiques.

Le niveau marin relatif est défini en fonction d'un référentiel fixe par rapport à la série sédimentaire et influencé par les mouvements tectoniques, mais pas par le flux de sédiments. Le référentiel le plus évident dans ce cas est la surface du substrat du bassin.

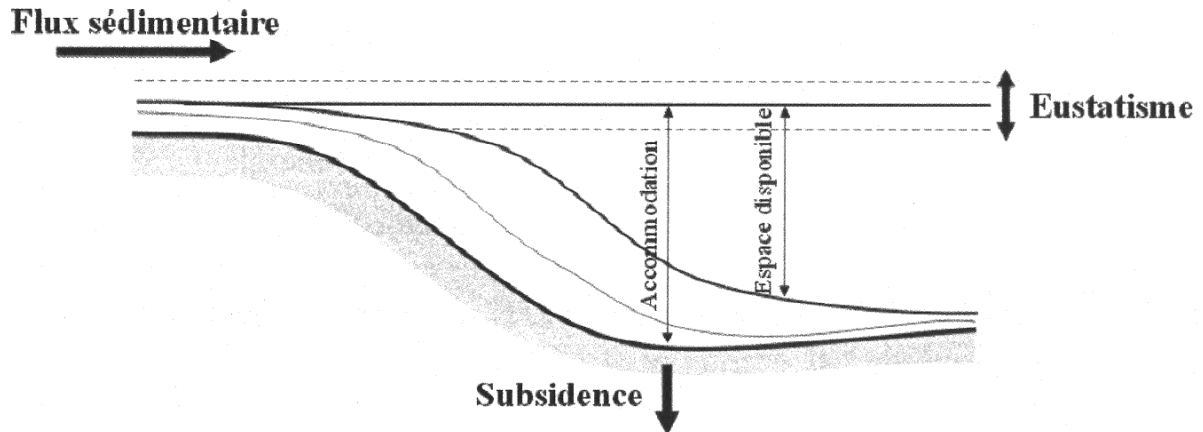


Figure II-7. Notion d'accommodation et d'espace disponible, modifié de [Vail et al., 1987].

II-4.2.2. Séquences de dépôt

Dans le modèle de stratigraphie sismique, la séquence de dépôt est définie comme une unité stratigraphique composée d'une suite relativement conforme de strates génétiquement liées, limitée à son mur et à son toit par des discontinuités ou leurs surfaces corrélatives (prolongement en concordance)[Mitchum et al., 1977].

Dans le modèle de stratigraphie séquentielle, on considère une séquence de dépôt comme l'ensemble des sédiments déposés lors d'un cycle complet de variations du niveau relatif de la mer

Dans ce dernier modèle, les limites de séquences sont associées au point d'inflexion des variations relatives du niveau marin. La séquence elle-même peut être divisée en cortèges de dépôts (*systems tracts*) correspondant aux différentes phases de variations du niveau marin.

Deux types de séquences (type 1 et 2) peuvent être distinguées, selon qu'elles sont limitée à la base par une discontinuité de type 1 ou 2. La formation d'une discontinuité de type 1 ou 2 pendant une baisse relative du niveau marin dépend de la vitesse de changement eustatique, supérieure ou non à la vitesse de subsidence sur le rebord de la plate-forme.

II-4.3. Application

L'un des buts des méthodes de la stratigraphie sismique et de la stratigraphie séquentielle est de reconstituer, à partir des interprétations des sections sismiques, la courbe des variations relatives du niveau marin à l'échelle du bassin, et de la comparer à la courbe globale. Cette comparaison permettrait, selon les principes de la stratigraphie séquentielle d'appréhender l'âge de dépôt de ces séquences.

Dans le cadre de cette étude, nous avons systématiquement mis en œuvre les deux premières étapes d'analyse de la méthode de stratigraphie sismique (identification des séquences sismiques – analyse des faciès sismiques). Cependant, la suite de la procédure, c'est

à dire l'application rigoureuse des principes menant aux interprétations eustatiques, s'est avérée difficile dans le cas de la mer Noire. Nous nous sommes heurtés notamment au manque d'information concernant l'évolution eustatique toute particulière de la mer Noire et concernant la subsidence des marges considérées. L'absence quasi-totale de renseignement concernant la lithologie des séries étudiées a par ailleurs considérablement gêné l'interprétation des séquences sismiques en termes d'environnements de dépôt.

L'analyse strati-sismique présentée dans ce mémoire s'est donc concentrée d'une part sur l'identification des séquences sismiques et en particulier sur l'étude de la nature (souvent érosive) de leurs limites. D'autre part ce travail a pu être valorisé par le calage chronostratigraphique des séquences sismiques identifiées à partir des corrélations avec les nombreux forages disponibles sur la zone d'étude.

A partir de ces analyses, un travail d'interprétation en termes de variations relatives du niveau marin (mais sans quantification) a pu être mené et leurs éventuels liens avec les épisodes de connexion-déconnexion du bassin proposés.

Chapitre II-5. Répartition du gaz / effet de masque

Les missions BlaSON 1 et 2 ont été l'occasion de mettre en évidence sur les plateaux roumano-ukrainien et bulgares de vastes zones acoustiquement "sourdes". De par leur surprenante étendue, ces zones ont constitué le principal obstacle à la prospection sismique haute résolution des deux missions de l'Ifremer. Le gaz piégé dans la couverture sédimentaire superficielle induit un effet de masque qui interdit l'enregistrement de toute information acoustique utile dans les couches sédimentaires sous-jacentes (Figure II-8).

D'une façon générale, la répartition de ce gaz est heureusement limitée à deux principaux domaines sur le plateau :

- sa partie proximale, au droit du débouché des fleuves et rivières (delta de Danube).
- sa partie distale, sur plusieurs km (et jusqu'à plusieurs dizaines de km) en amont du rebord de pente.

Le réseau de profils sismiques HR acquis lors des missions BlaSON 1 et 2, nous a permis de réaliser une cartographie sommaire et provisoire de la répartition du gaz (Figure II-9).

La plus grande des ces zones acoustiquement sourde s'étend continue sur plusieurs centaines de km sur la totalité du rebord du plateau roumano-ukrainien. Elle y atteint une largeur de 45 km. L'origine du gaz induisant l'effet de masque reste ici hypothétique : superficielle (biogénique), remontée profonde, ...

Plus près de la côte Roumaine, l'effet de masque est maximum à proximité immédiate du Delta du Danube. La zone sourde correspond ici à une bande de 15 à 20 km de largeur à l'aplomb du prodelta. Le rôle des apports du Danube y semble primordial et l'origine biogénique du gaz est à privilégier.

Au large de la Roumanie, seule la partie médiane du plateau, révélant pourtant elle aussi quelques poches de gaz sporadiques, a pu faire l'objet d'une prospection sismique haute résolution efficace.

Au large de la Bulgarie, afin d'optimiser l'acquisition des données lors des missions BlaSON, la zone sourde n'a été "prospectée" que sur un minimum de kilomètres. Nous supposons cependant que le gaz affecte ici largement toute la partie proximale du plateau. Etant donnée la proximité des multiples petites rivières bulgares, il semble que dans ce cas

encore l'origine biogénique du gaz soit à privilégier. Sur le rebord du plateau, du fait de la présence de quelques poches de gaz sporadiques, les données sismiques restent de qualité médiocre.

Outre la perte de "temps bateau" qu'elles ont pu occasionner, les zones sourdes se sont révélées particulièrement gênantes lors du dépouillement des données une fois à terre. Leur présence a d'une part considérablement diminué la quantité de données utilisables sur le plateau roumano-ukrainien (aucune information sous le rebord de plateau). Elles ont par ailleurs constitué un réel obstacle à la corrélation entre les réflecteurs identifiés sur les différentes zones d'études. Ainsi, du fait de la rareté et de la médiocrité des données sismiques au large de la Bulgarie (Figure II-9), la corrélation entre les plateaux roumano-ukrainien et bulgare-turc s'est révélée particulièrement difficile. Enfin, la présence de gaz s'est opposée à la réalisation de l'un des objectifs de la mission BlaSON 2. En effet, alors qu'ils devaient permettre le calage stratigraphique des données sismiques HR sur le plateau bulgare, les forages Elizabetino et LA-IV 91-1 se sont avérés se trouver sur l'une de ces zones sourdes, les rendant inutiles et tout calage par leur biais totalement impossible.

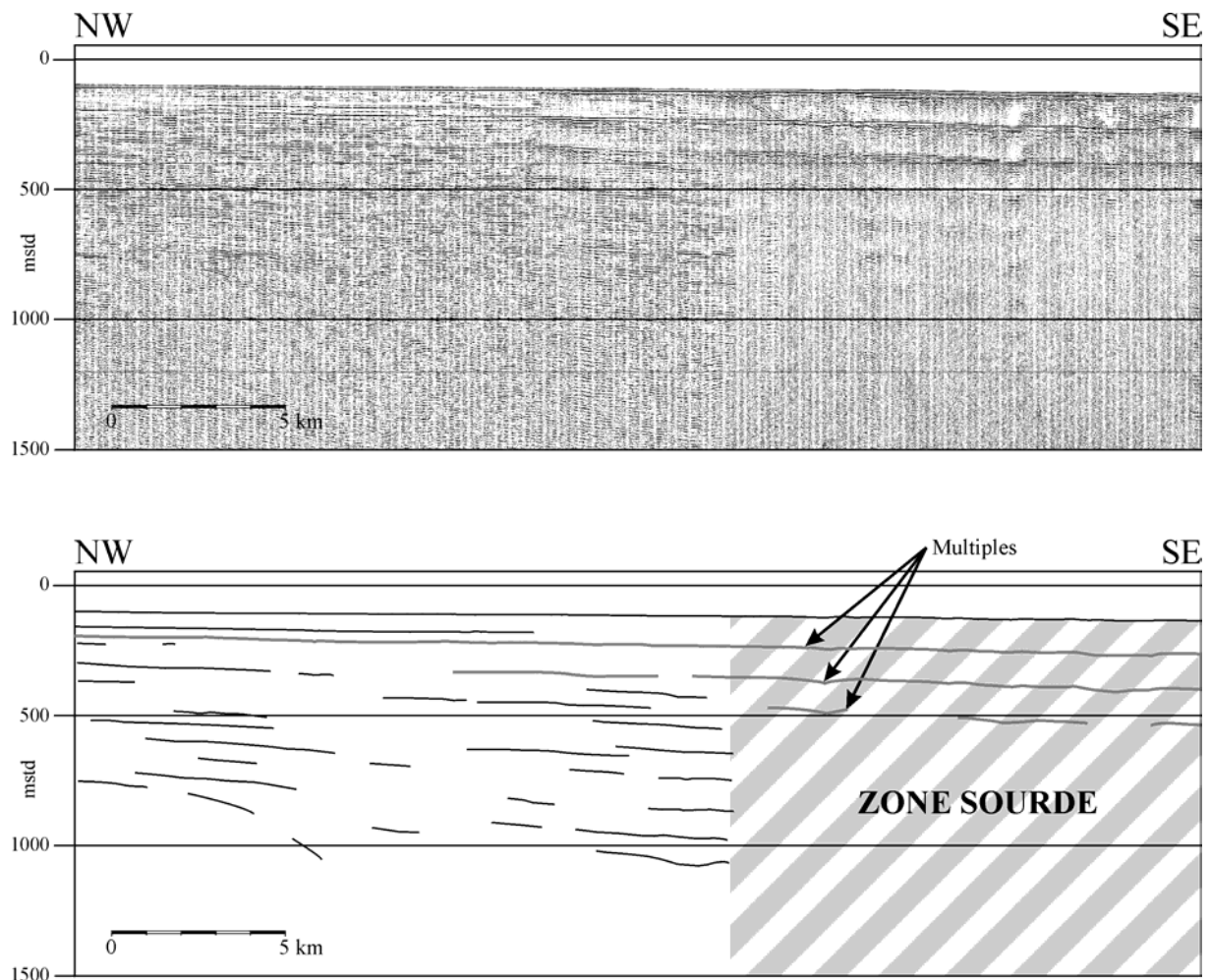


Figure II-8. Zone acoustiquement sourde sur la sismique haute résolution BlaSON. L'effet de masque est dû à la présence de gaz en subsurface.

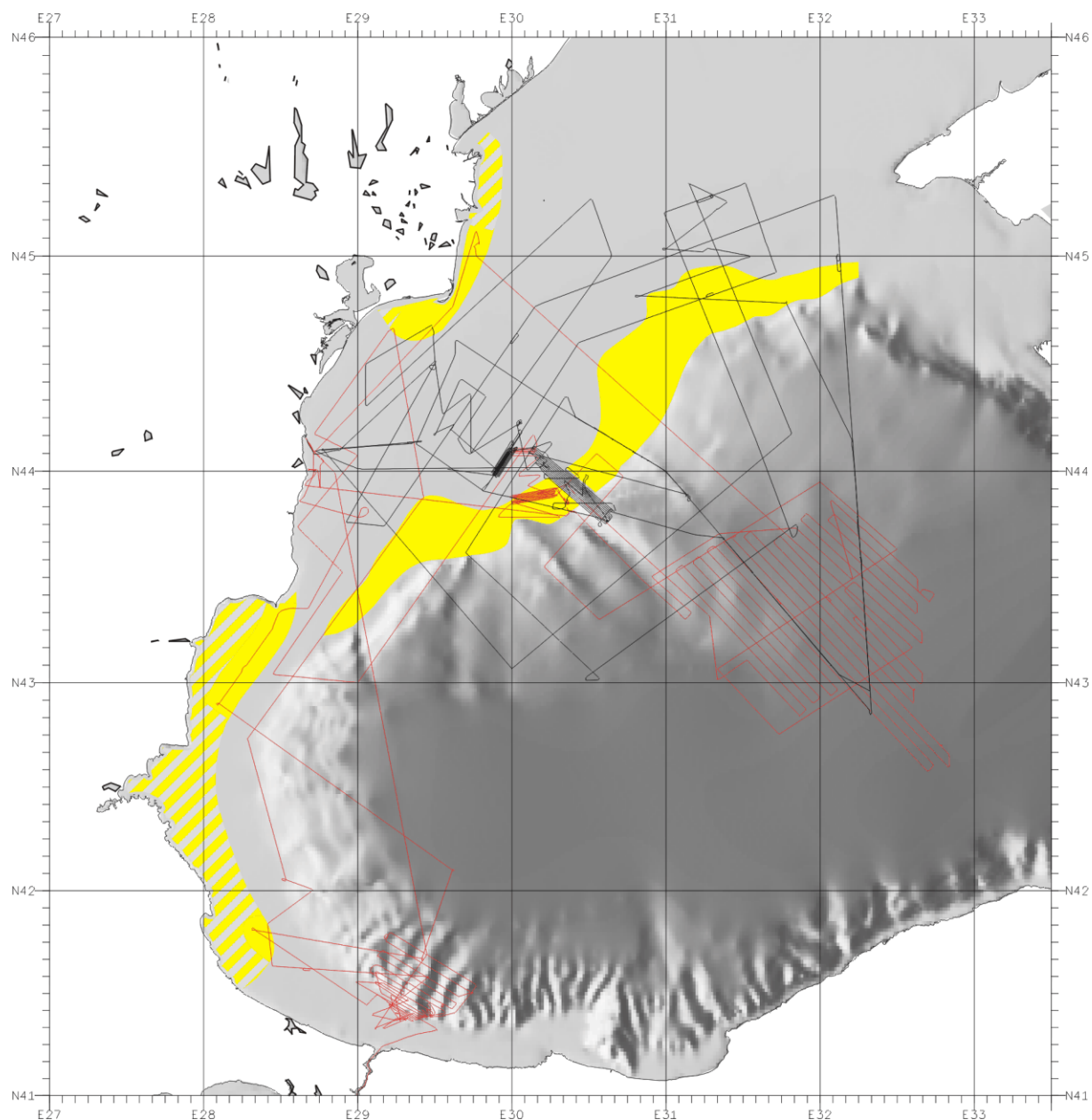


Figure II-9. Cartographie des zones acoustiquement sourde sur les plateaux roumano-ukrainien et bulgare d'après les données de sismique HR BlaSON 1 et 2.

Chapitre II-6. Echelles chronostratigraphiques utilisées

II-6.1. Plate-forme roumano-ukrainienne (Nord-ouest de la mer Noire)

Etant donnée l'origine commune (Roumanie) et de la proximité géographique des données considérées, nous considérerons que les étages définis dans les forages off-shore roumains (sur lesquels est basée l'étude stratigraphique de cette zone) sont les mêmes que ceux définis dans le bassin Dacique voisin. Par ailleurs, nous avons vu (chapitre I.2) que les récentes études menées par Snel [Snel et al., 2000] et Clauzon et al [Clauzon et al., accepté], de part la solidité de leur arguments scientifiques (influx de nannoplancton méditerranéen), restent de loin les plus convaincantes en ce qui concerne le calage chrono-stratigraphique des séries mio-pliocènes du bassin Dacique. C'est pourquoi nous nous baserons dans notre étude de la stratigraphie de la plate-forme roumano-ukrainienne sur ces dernières propositions de corrélation (Figure II-10). Ce choix implique d'aller rechercher la limite Mio-Pliocène, susceptible de correspondre à la discordance érosive messinienne, non pas à la limite entre le Pontien et le Dacien, comme le suggèrent les corrélations les plus communément admises, mais juste en-dessous, au sein du Pontien terminal (Bosphorien).

II-6.2. Plate-forme bulgaro-turque (Sud-ouest de la mer Noire)

Le calage stratigraphique de cette zone est basé sur les 2 sites DSDP et sur quelques forages de plate-forme pour la plupart réalisés par des sociétés occidentales. Ces forages utilisent l'échelle stratigraphique méditerranéenne standard (Figure II-10), c'est pourquoi nous nous baserons sur celle-ci pour l'analyse stratigraphique de cette seconde zone d'étude.

Ma	Chronos	Polarité	Séries	Etages			
				Standard (Méditerranée)	Bassin Dacique / Nord-Ouest mer Noire		
1	C1		Quaternaire				
3	C2		Pliocène	Gelasien	Romanien		
	C2A	Piacenzien					
5	C3			Zancléen	Dacien		
7	C3A		Miocène	Messinien	Pontien	Bosphorien	
	C3B					Portaférien	
C4					Novorussien		
9	C4A			Tortonien	Meotien		
C5							
11	C5A			Serravalien	Sarmatien		
C5AB							
13	C5AC			Langhien	Badenien		
C5AD							
15	C5B						
17	C5C			Burdigalien			
C5D							
19	C5E						
21	C6			Aquitanien			
C6A							
23	C6AA						
25	C6B			Oligocène			
C6C							
27	C7						Chattien
C8							
29	C9						
31	C10		Rupélien				
C11							
33	C12						
35	C13		Eocène				
C15							
37	C16						
	C17						

Figure II-10. Les échelles stratigraphiques utilisées dans cette étude et leurs corrélations.

PARTIE III. DISCONTINUITES EROSIVES TERTIAIRES SUR LES MARGES OCCIDENTALES DE LA MER NOIRE, STRATIGRAPHIE SISMIQUE HAUTE RESOLUTION INTEGREE

Cette partie du mémoire présente les résultats des investigations que nous avons menées sur les marges occidentales de la mer Noire. Ces recherches s'appuient sur l'interprétation, selon les principes de la stratigraphie sismique, d'un important jeu de données de sismique réflexion, de différents degrés de résolution. Le calage stratigraphique de ces données, repose sur un total de 26 forages.

Sur les marges occidentales de la mer Noire, le calage stratigraphique est basé soit sur l'échelle stratigraphique paratéthysienne, soit sur l'échelle standard méditerranéenne. Cette particularité nous a amené à définir deux zones d'études distinctes (Figure III-1):

- **La plate-forme roumano-ukrainienne**, où les profils sismiques sont calés grâce aux forages off-shore roumains (Petrom) mettant en œuvre l'échelle stratigraphique paratéthysienne. Cette zone s'étend du cap Kaliakra (extrême nord de la Bulgarie) jusqu'aux côtes ouest de la Crimée et correspond à la large plate-forme du Nord-Ouest de la mer Noire.
- **La plate-forme et la pente bulgaro-turque**, où le calage des profils sismiques se base sur les forages DSDP et quelques forages de plate-forme utilisant tous l'échelle standard méditerranéenne. Cette zone correspond à une portion de l'étroite plate-forme du Sud-Ouest de la mer Noire et à une partie de la pente et du glacis au large du Bosphore.

Aux difficultés qu'impliquent les corrélations entre ces deux échelles stratigraphiques se sont ajoutés les problèmes liés aux données sismiques elles-mêmes. Du fait de leur médiocre qualité (effet de masque), les quelques profils HR BlaSON tirés sur le secteur reliant ces deux zones d'études au large de la Bulgarie (Figure II.9), n'ont en effet pu être utilisés dans cette étude. La corrélation des interprétations stratigraphiques entre les plateaux roumano-ukrainien et bulgaro-turque s'est révélée de ce fait particulièrement difficile.

Nous aborderons dans les deux chapitres suivants les résultats des analyses stratigraphiques menées sur chacune de ces deux zones.

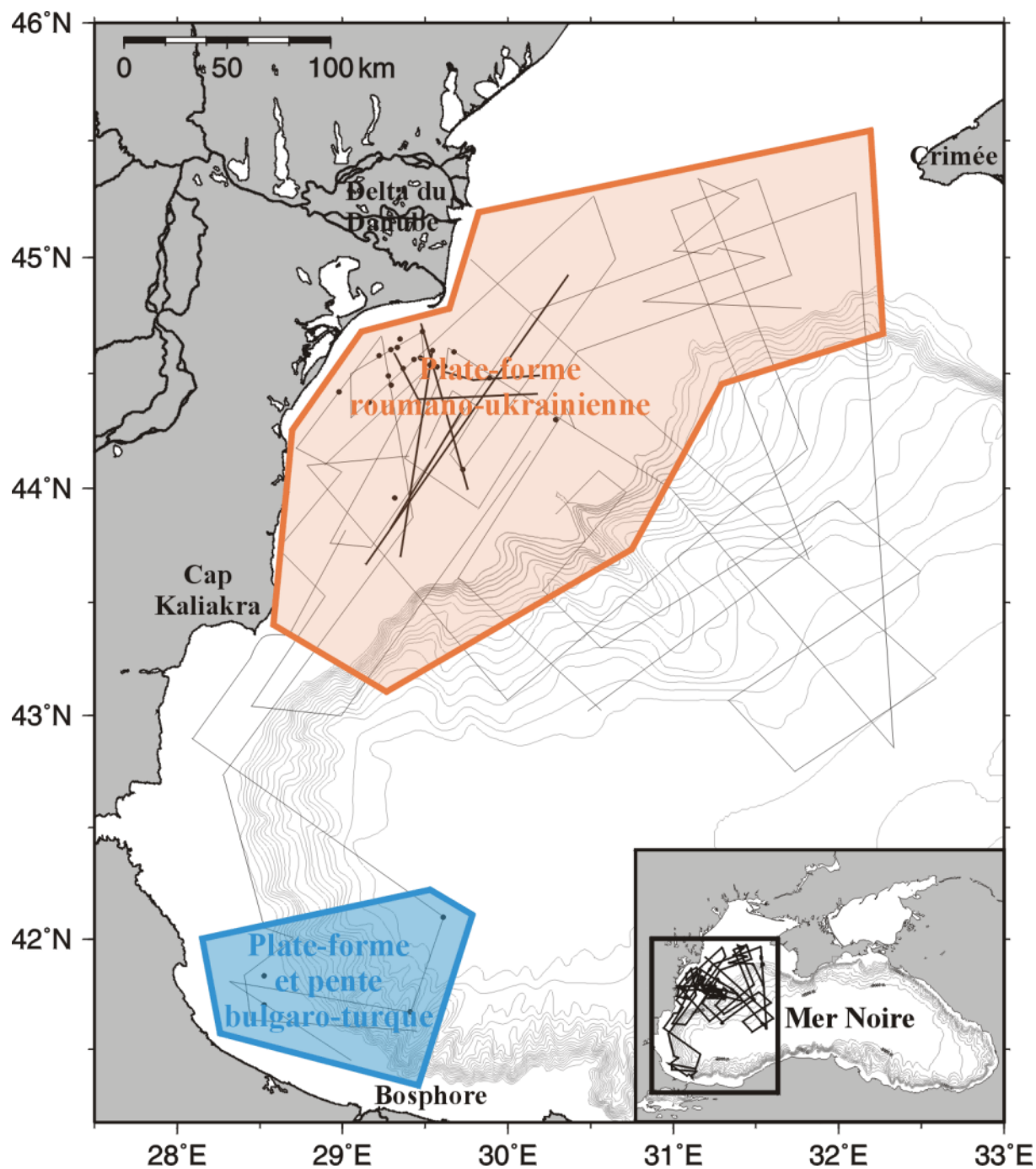


Figure III-1. Les deux principales zones d'étude sur les marges occidentales de la mer Noire.

Chapitre III-7. Stratigraphie sismique intégrée de la plate-forme roumano-ukrainienne

L'étude stratigraphique de la plate-forme roumano-ukrainienne présentée dans ce mémoire met en œuvre trois jeux de données complémentaires:

- Des forages d'exploration (société roumaine Petrom)
- Des lignes sismiques industrielles (société roumaine Petrom)
- Un réseau de sismique HR (missions BlaSON – Ifremer)

Ces trois jeux de données ont été intégrés à notre étude par ordre croissant de résolution. C'est pourquoi, nous examinerons dans l'ordre : (1) les données de forages, (2) les données sismiques industrielles, puis (3) les données sismiques HR. Les principaux résultats issus de l'analyse conjointe de l'ensemble de ces données feront l'objet d'une synthèse à la fin de ce chapitre.

III-7.1. Schéma stratigraphique dégagé des forages roumains

Il m'est paru intéressant de débiter l'étude de la stratigraphie de la plate-forme roumano-ukrainienne par une analyse détaillée des informations restreintes qui nous ont été fournies pour les forages off-shore roumains. Bien que notre accès aux informations issues de ces forages soit resté limité (pas d'information biostratigraphique et peu d'informations lithologiques notamment), ils constituent cependant une source de renseignements indispensable au calage et à la compréhension de la stratigraphie de cette zone pour la période qui nous intéresse (Oligocène-Néogène).

Leur analyse devrait nous permettre d'ébaucher le schéma stratigraphique de la partie roumaine de cette plate-forme, schéma qui nous guidera par la suite dans nos investigations sismiques.

Ce premier travail est basé sur:

- La synthèse stratigraphique et lithologique de l'ensemble des forages off-shore roumains pour lesquels des informations ont été mises à notre disposition (Figure III-2).
- Deux coupes stratigraphiques respectivement longitudinale (A-B) et transversale (C-D) reliant quelques uns des forages les plus intéressants (Figure III-3, Figure III-4 et Figure III-5).

III-7.1.1. Trois unités principales: anté-rift, syn-rift et post-rift

Certains forages off-shores roumains, particulièrement profonds, ont permis d'atteindre le socle métamorphique. Les formations traversées par ces forages couvrent la totalité de l'histoire sédimentaire de la plate-forme roumano-ukrainienne, depuis l'ouverture du bassin, jusqu'à aujourd'hui.

L'enregistrement stratigraphique issu de ces forages peut être divisé de bas en haut en trois grands ensembles :

- A la base, se trouvent des formations appartenant à deux unités structurales distinctes : la plate-forme Moesienne et l'orogène Nord-Dobrogéenne. Ces deux domaines sont séparés par la faille crustale de Peceneaga-Camena. Au Sud-ouest, les sédiments

(calcaire et argile) de la plate-forme Moesienne rencontrés dans les forages sont d'âges jurassique (Callovien) à crétacé inférieur (Aptien). Ils reposent sur des schistes cristallins d'âge précambrien. Au Nord-est, les séries du domaine nord-dobrogéen rencontrées sont d'âge triasique à crétacé inférieur (Aptien). Cet ensemble (socle métamorphique et formations moesiennes et nord-dobrogéennes) constitue le **substratum anté-rift** sur lequel s'est mise en place la plate-forme sédimentaire roumaine.

- Au dessus, repose **une unité syn-rift** d'âge crétacé inférieur (Albien) à crétacé supérieur, caractérisée par de rapides variations latérales d'épaisseur et de faciès lithologiques. On y trouve essentiellement des calcaires associés à des marnes. Le toit de cette unité correspond sur les coupes A-B et C-D présentées (Figure III-3, Figure III-4 et Figure III-5) à la *break-up unconformity* qui marque la fin du rifting au niveau de cette plate-forme.
- Enfin, l'**unité post-rift** d'âge cénozoïque vient sceller le tout.

III-7.1.2. Les séries post-rift

Les séries post-rift de la plate-forme roumaine nous intéressent particulièrement car elles couvrent la période d'accumulation sédimentaire susceptible d'avoir enregistré les réactions eustatiques potentielles du bassin Euxinique face aux nombreux épisodes d'isolement qui ont ponctué son évolution paléogéographique depuis l'Oligocène.

a. Stratigraphie

D'un point de vue stratigraphique, les séries post-rift de la plate-forme roumaine peuvent être subdivisées d'après les données de forages en quatre sous-unités délimitées par quatre hiatus majeurs (Figure III-2). De la base au sommet de la colonne stratigraphique post-rift, on observe la succession suivante:

Les séries éocènes constituées d'une alternance de calcaires, calcaires marneux et grès. Cette sous-unité repose en discordance (*break-up unconformity*) sur l'unité syn-rift. Ce contact discordant correspond également à un premier hiatus stratigraphique couvrant le Paléocène supérieur et une partie de l'Eocène inférieur. Bien que le Paléocène inférieur soit signalé par Robinson [Robinson et al., 1996], il est systématiquement absent des forages que nous avons examinés. Nous ne pourrions donc pas trancher sur la durée exacte de ce hiatus.

Les dépôts de cette première sous-unité caractérisent un milieu marin ouvert et témoignent des larges communications qu'entretenait alors le futur domaine paratéthysien avec le domaine téthysien.

Les séries oligocènes dominées par une sédimentation argileuse de type anoxique (*Black shales*). Ces dépôts pourraient être représentatifs de la première période de confinement connue par la Paratéthys après son individualisation [Meulenkamp et Sissingh, 2003]. Les sédiments oligocènes reposent en discordance sur les séries éocènes. La durée du hiatus correspondant reste peu précise.

Les séries du Miocène moyen (Badénien-Sarmatien) caractérisées par des carbonates et marnes subissant une influence terrigène (argiles sableuses). Le Badénien et le Sarmatien restent souvent indifférenciés dans les forages roumains. Ceci restreint malheureusement tout espoir d'interprétation stratigraphique fine dans cet intervalle de temps pourtant riche en

événements (entre autre la "crise de salinité Badénienne" de l'avant-fosse carpatique voisine). Ces séries ne sont pas systématiquement rencontrées dans les forages roumains.

Cette sous-unité est séparée des séries oligocènes sous-jacentes par un hiatus impressionnant, couvrant tout le Miocène inférieur, qui induit un nouveau contact discordant.

Les séries du Miocène supérieur et Plio-Quaternaire (Pontien, Dacien, Romanien et Quaternaire) que je regroupe en une seule sous-unité car les informations de forages ne révèlent pas de discontinuité stratigraphique majeure dans ce dernier intervalle. Alors que le Pontien et le Dacien sont toujours distingués l'un de l'autre, le Romanien et le Quaternaire restent indifférenciés dans tous les forages roumains.

Il est intéressant de noter que le Méotien (Pannonien du bassin Dacique) est systématiquement absent des forages et ce sur toute la plate-forme roumaine. Ce dernier hiatus majeur correspond au contact discordant entre le Pontien (toujours présent) et les séries sous-jacentes.

A partir du Pontien, la sédimentation de la plate-forme roumaine devient essentiellement détritique : argiles accompagnées de quelques bancs gréseux. La granulométrie augmente ensuite progressivement. On passe à des argiles et sables associés à des lentilles de lignite au Dacien inférieur, puis à des sables et graviers au Dacien supérieur, Romanien et Quaternaire. Le passage progressif à une sédimentation détritique de plus en plus grossière peut être mis en lien avec la surrection des Carpates voisines qui survient sur cet intervalle de temps et avec la mise en place du cours actuel du Danube vers la mer Noire au Plio-Quaternaire.

b. Morphologie

Les coupes stratigraphiques longitudinale (A-B) et transversale (C-D) nous renseignent sur la morphologie générale des séries post-rift de la plate-forme roumaine.

Sur la coupe transversale C-D (Figure III-4), on note tout d'abord que l'unité post-rift présente une géométrie caractéristique en prisme s'épaississant vers le large. L'épaisseur totale de ces séries varie dans la zone des forages d'environ 300 m en position proximale (forage Vadu) jusqu'à plus de 3000 m en position distale (forage Midia, à environ 40 km en aval du rebord de pente actuel). L'unité post-rift qui constitue l'essentiel du volume de cette plate-forme en fait une construction sédimentaire impressionnante. Le profil en prisme de ces séries nous indique que leur mise en place s'est accompagnée d'une subsidence marquée.

Dans le détail, on remarque que ce sont les séries détritiques du Miocène supérieur (Pontien) et Plio-Quaternaire qui en position distale sont de loin les plus épaisses (déjà 2400 m au niveau du forage Midia). On peut interpréter l'épaisseur et le profil en prisme particulièrement marqué de ces accumulations comme les témoins d'une accélération de la subsidence que l'on peut relier à l'augmentation des apports détritiques dans le bassin à partir du Pontien.

Les séries du Miocène moyen (Badénien-Sarmatien) restent toujours pelliculaires à l'échelle de la plate-forme. En effet, leur épaisseur dans les forages n'excède jamais 150 m.

En position proximale, on remarque que les séries oligocènes peuvent atteindre des épaisseurs significatives (plus de 1500 m dans le forage Lebaba 816). Comme le montre la coupe longitudinale A-B, cette particularité illustre le fait que les traits morpho-structuraux hérités de la phase de rifting semblent avoir longtemps persisté. La région apparaît n'avoir été grossièrement nivelée qu'au cours de l'Oligocène, ce qui explique les importantes variations d'épaisseur de cette unité. Ce point s'observe particulièrement bien au niveau de la dépression d'Istria (d'origine tectonique) essentiellement comblée par les sédiments oligocènes.

III-7.1.3. Conclusion

L'analyse des données de forages mises à notre disposition sur la plate-forme roumaine nous a amené à faire les observations suivantes.

L'enregistrement stratigraphique complet de la plate-forme roumaine peut être divisé de bas en haut en trois grands ensembles :

- Les séries anté-rift d'âge précambrien à crétacé inférieur (Aptien).
- Les séries syn-rift de la fin du Crétacé inférieur (Albien) et du Crétacé supérieur.
- Les séries post-rift d'âge cénozoïque.

les séries post-rift de la plate-forme roumaine peuvent être subdivisées en quatre sous-unités délimitées par quatre hiatus majeurs (Figure III-2).

Ces quatre sous-unités stratigraphiques sont :

- L'unité Eocène
- L'unité Oligocène
- L'unité Miocène moyen (Badénien-Sarmatien)
- L'unité Miocène supérieur / Plio-Quaternaire (Pontien-Dacien-Romanien-Quaternaire)

Chacune repose en discordance sur l'unité précédente. Outre la *break-up unconformity*, d'origine tectonique, on observe ainsi quatre contacts discordants associés aux hiatus stratigraphiques suivants:

- Le hiatus paléocène supérieur- éocène inférieur.
- Le hiatus fini-éocène.
- Le hiatus miocène inférieur.
- Le hiatus méotien.

L'origine de ces quatre hiatus (non dépôt, érosion) reste à déterminer. Ils constituent néanmoins d'ores et déjà autant de pistes intéressantes pour notre recherche de marqueurs des variations eustatiques passées.

Il faut cependant noter que les informations disponibles sur ces forages ne nous renseignent pour l'instant en rien sur l'enregistrement de l'événement messinien en mer Noire.

En ce qui concerne la morphologie, nous retiendrons ce qui suit :

L'unité post-rift qui constitue l'essentiel du volume de la plate-forme roumaine présente un profil transversal en prisme caractérisant une subsidence générale prononcée accompagnée d'une très forte accumulation sédimentaire.

En position distale, le prisme détritique correspondant à la sous-unité Miocène supérieur / Plio-Quaternaire est de loin le plus épais. La majorité des apports constituant cet imposant édifice sédimentaire sont donc d'origine terrigène et se sont mis en place dans cet intervalle de temps, le plus court et le plus récent.

En position proximale, les séries oligocènes qui ont nivelé la région sont fortement marquées par les traits morpho-structuraux hérités de la phase de rifting.

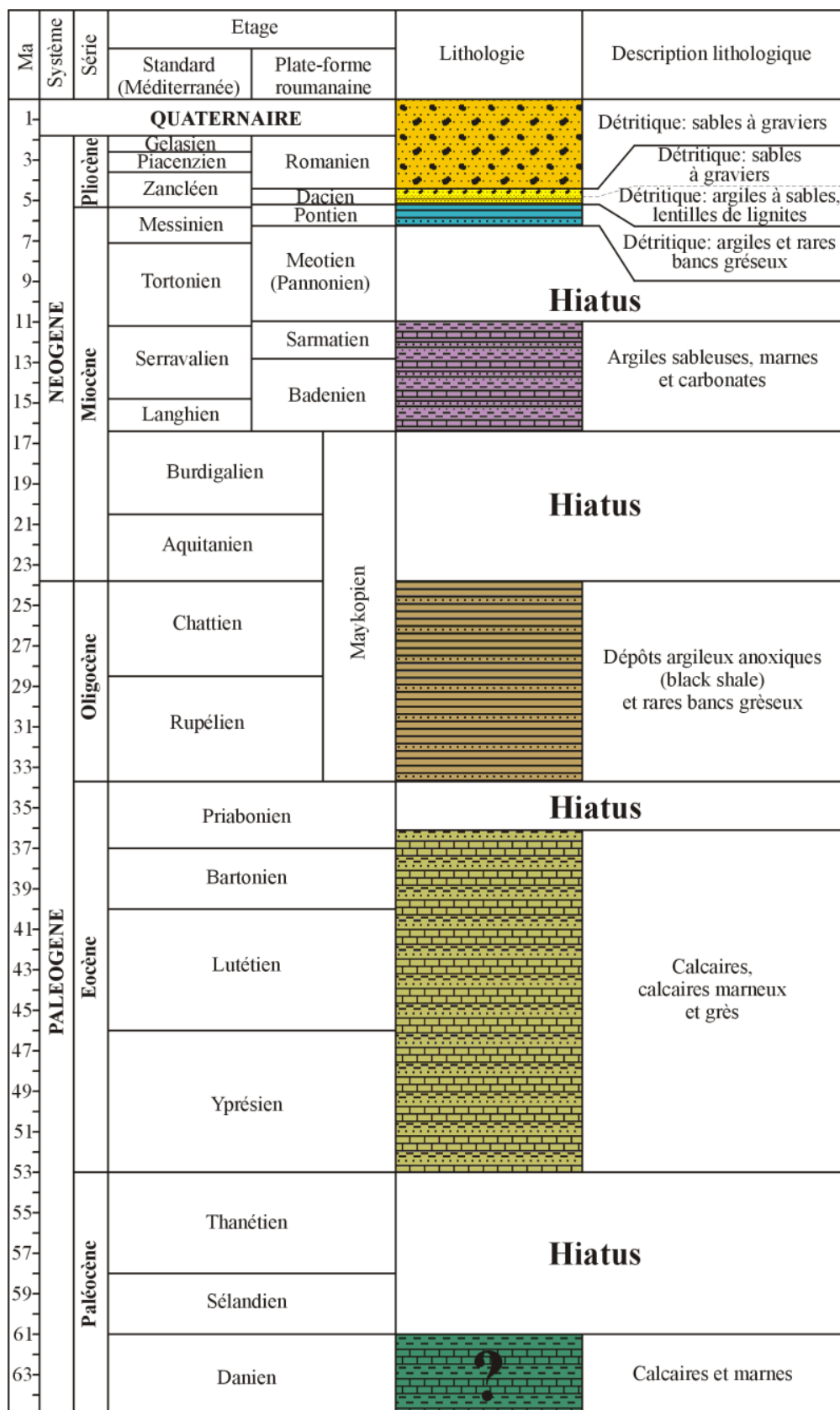


Figure III-2. Synthèse litho-stratigraphique de la plate-forme roumaine d'après les informations issues des forages off-shore roumains. Description lithologique d'après [Robinson et al., 1996; Tambrea et al., 2002].

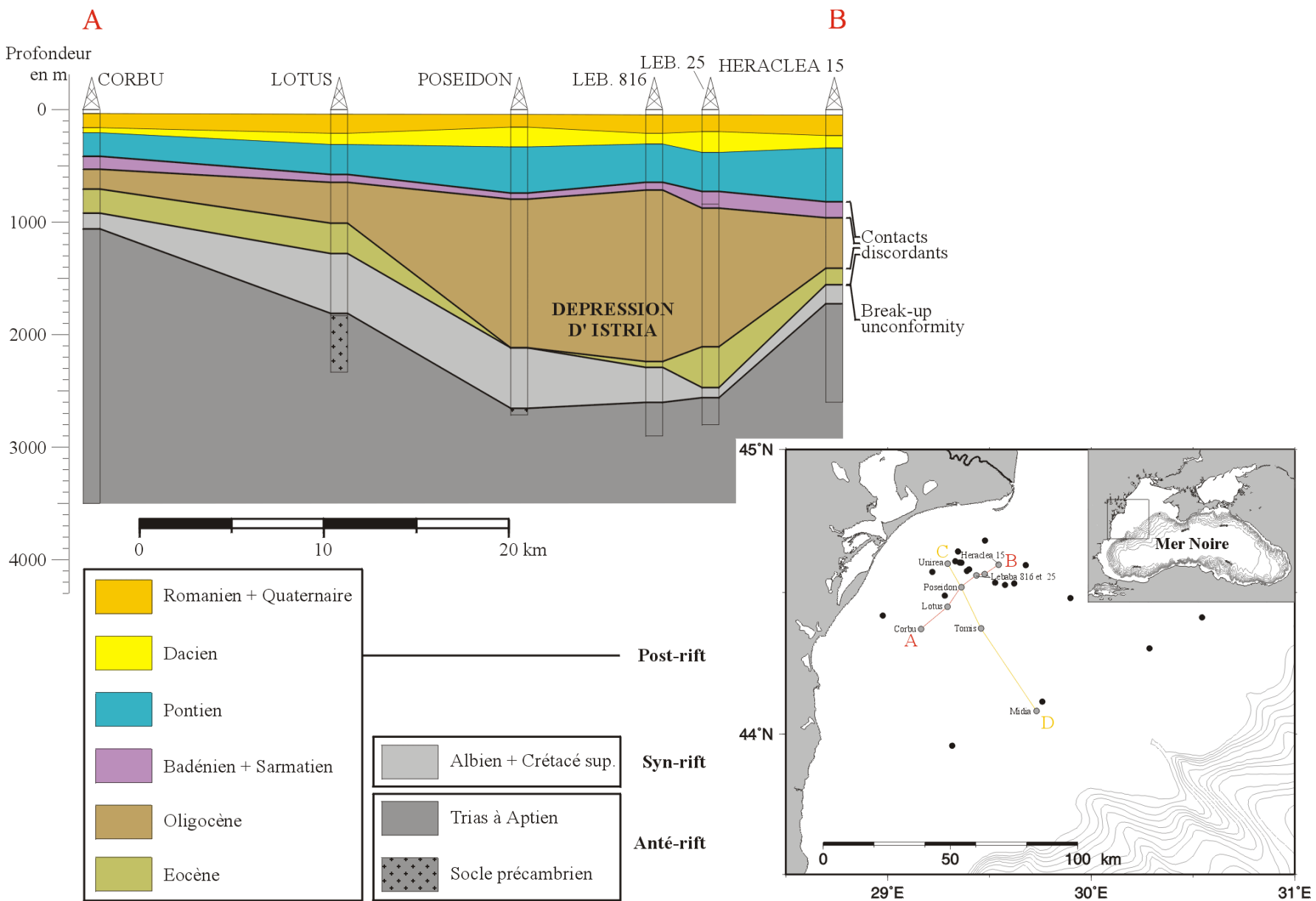


Figure III-3. Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque de la plate-forme roumaine. Coupe longitudinale A-B et plan de position des deux coupes.

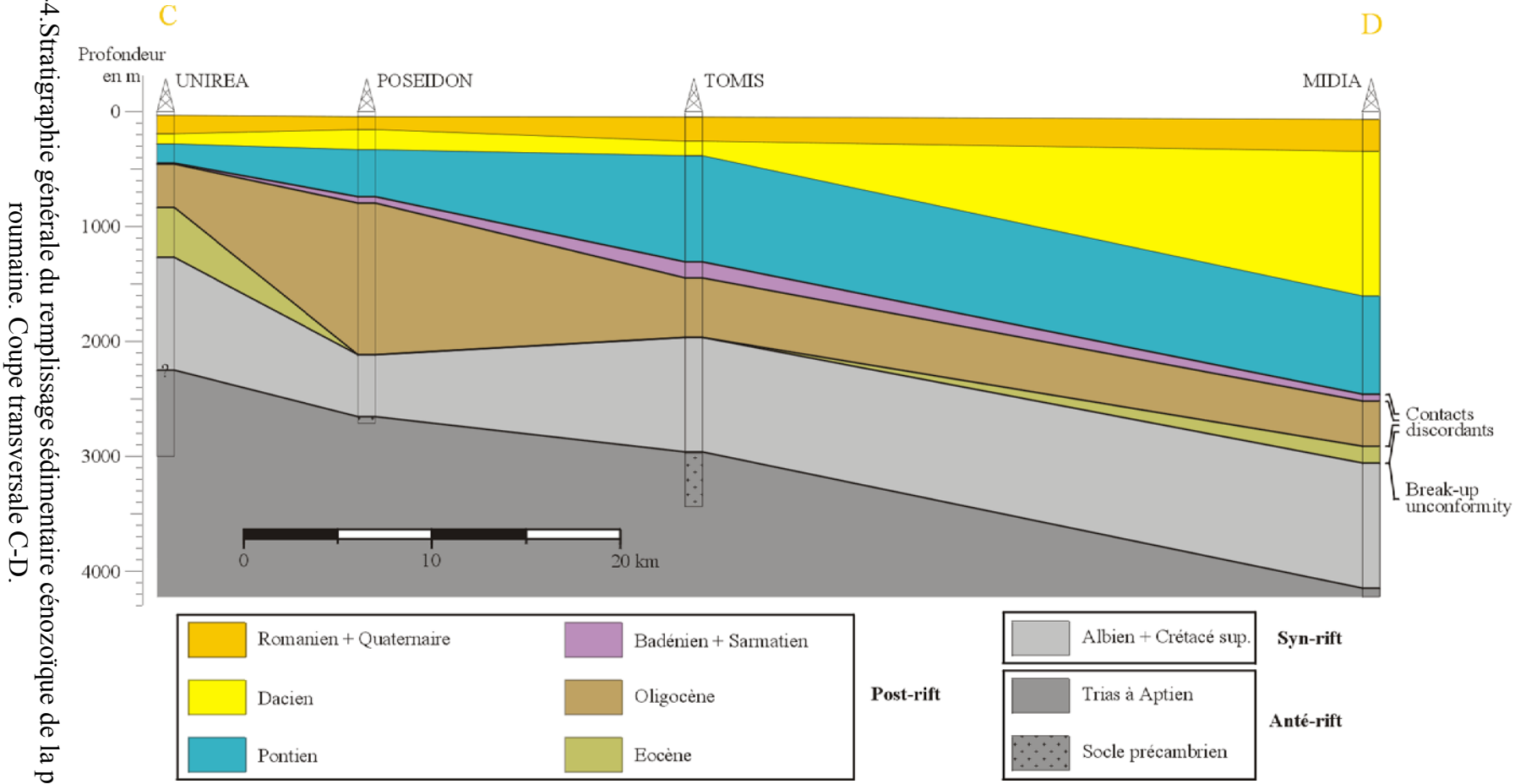


Figure III-4. Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque de la plate-forme roumaine. Coupe transversale C-D.

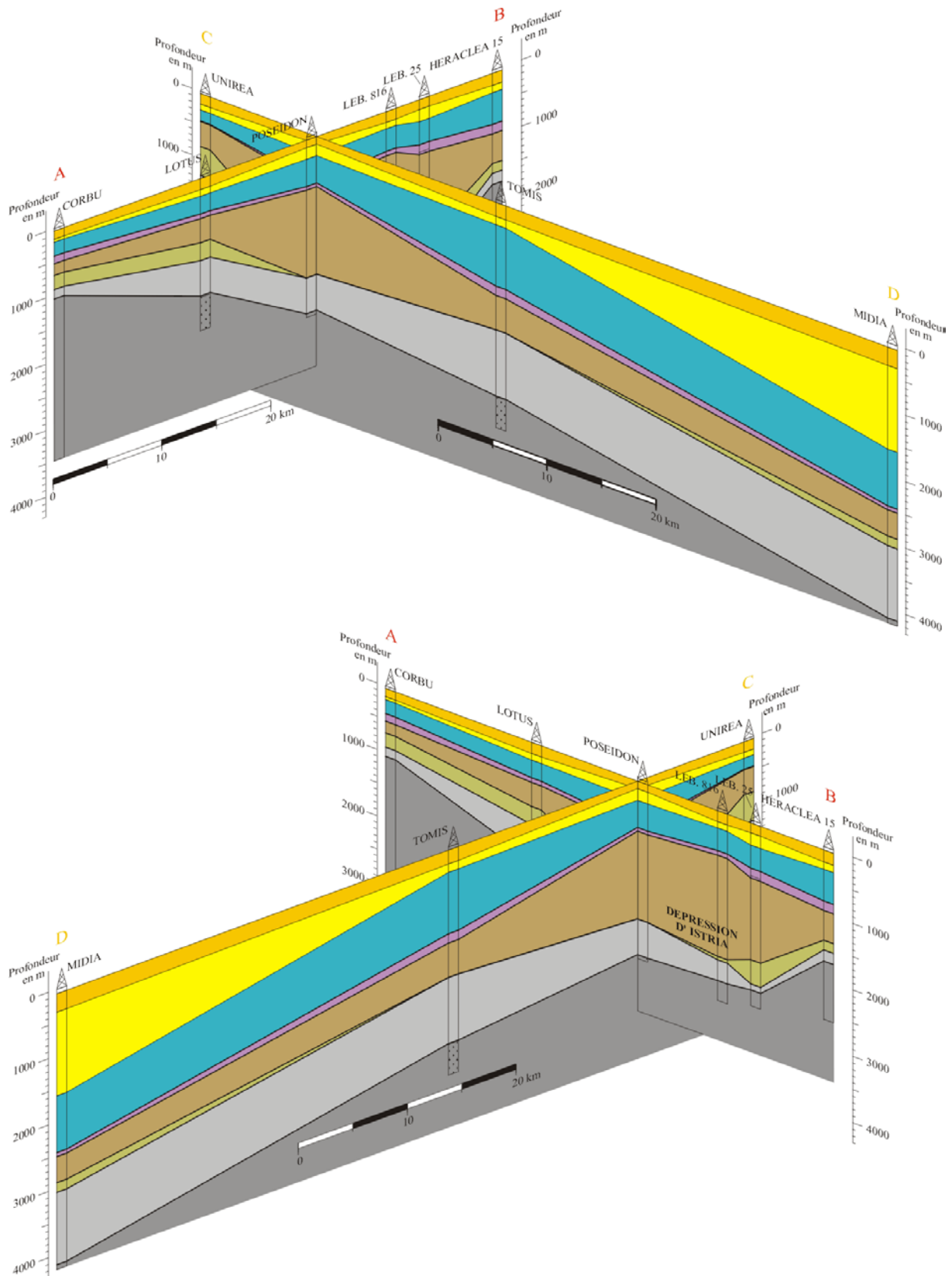


Figure III-5. Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque de la plate-forme roumaine. Vues en "3D" de l'intersection des coupes A-B et C-D. En haut, vu du Sud, en bas, vu de l'Est.

III-7.2. Calage et stratigraphie sismique de la plate-forme roumaine à partir des données sismique pétrolières

III-7.2.1. Introduction

Ce chapitre présente l'analyse des 6 lignes de sismique industrielle (courtoisie Université Bucarest et Petrom) situées sur la partie roumaine de la plate-forme nord-ouest de la mer Noire. Leur analyse est basée sur l'identification des différentes unités sismiques et sur leur calage stratigraphique (identification des unités stratigraphiques) par 9 forages d'exploration situés à leur proximité immédiate (voir position des profils et forages, Figure III-6).

Afin de conserver l'approche stratigraphique initiée dans le chapitre précédent, le mode de représentation choisie privilégie l'identification des unités stratigraphiques par rapport à celle des unités sismiques.

L'avantage de ces profils de type industriel est qu'ils présentent une pénétration de plusieurs secondes et qu'ils offrent une vision profonde de la plate-forme. Leur analyse nous permet donc d'appréhender la stratigraphie de la plate-forme dans son ensemble et de préciser sa structure profonde. Il faut rappeler que ces profils nous ont été fournis dans leur version migrée en mètres (d'après les analyses de vitesses elles non fournies).

Malgré la bonne pénétration des données sismiques, le manque de données de forage à partir d'une certaine profondeur et l'insuffisance de la couverture disponible pour ce type de sismique gênent considérablement le calage stratigraphique des unités anté- et syn-rift. C'est pourquoi j'ai choisi de ne définir qu'une unité stratigraphique anté-éocène englobant les séries anté-rift et syn-rift.

En ce qui concerne les séries post-rift, l'ensemble des unités et sous-unités stratigraphiques reconnues dans les forages (chapitre précédent) a pu être identifié sur ces données sismiques, à l'exception des sous-unités dacienne et romano-quaternaire qui, du fait du manque de résolution, n'ont pas pu être ici différenciées.

De bas en haut et d'après les calages avec les forages, nous identifierons donc sur ces profils la succession d'unités stratigraphiques suivante:

- L'unité anté-éocène (anté-rift et syn-rift).
- L'unité éocène.
- L'unité oligocène.
- L'unité badéno-sarmatienne.
- L'unité pontienne.
- L'unité associant le Dacien et le Romano-Quaternaire.

Cette succession d'unités stratigraphiques, les discontinuités et horizons sismiques les délimitant ainsi que les unités sismiques correspondantes sont présentés sur la Figure III-7.

Il est intéressant de noter qu'à deux exceptions près, les unités stratigraphiques définies correspondent chacune à une unité sismique limitée au mur et au toit par une discontinuité sismique majeure.

Les deux exceptions sont:

- l'unité stratigraphique sommitale, associant le Dacien et le Romano-Quaternaire, qui repose à sa base en conformité sismique sur l'unité stratigraphique sous-jacente (P3). Cette unité stratigraphique ne correspond donc pas, à l'échelle de ces données, à une unité sismique.

- l'unité stratigraphique pontienne qui correspond sur ces profils à trois unités sismiques (P1, P2 et P3) séparées par des discontinuités internes (respectivement IPU et U.IPU). Dans les forages ces sous-unités n'avaient pu être différenciées.

Il ressort dès le premier examen de ces profils que le "remplissage" sédimentaire post-rift de cette partie de la plate-forme apparaît extrêmement perturbé et ce sous deux aspect distincts :

- Tout d'abord, on observe que la stratigraphie post-rift est caractérisée par la présence de plusieurs discontinuités érosives majeures.
- On remarque par ailleurs que la stratigraphie cénozoïque (post-rift) est profondément marquée par les traits morpho-structuraux des séries sous-jacentes (séries anté-rift et syn-rift).

Ces deux points ne font que confirmer les observations faites sur les coupes synthétiques réalisées à partir des forages seuls (chapitre précédent).

Afin d'analyser dans les meilleures conditions chacune des caractéristiques du remplissage sédimentaire de cette partie de la plate-forme nord-ouest de la mer Noire, nous examinerons successivement la stratigraphie post-rift et la structure générale de la plate-forme roumaine.

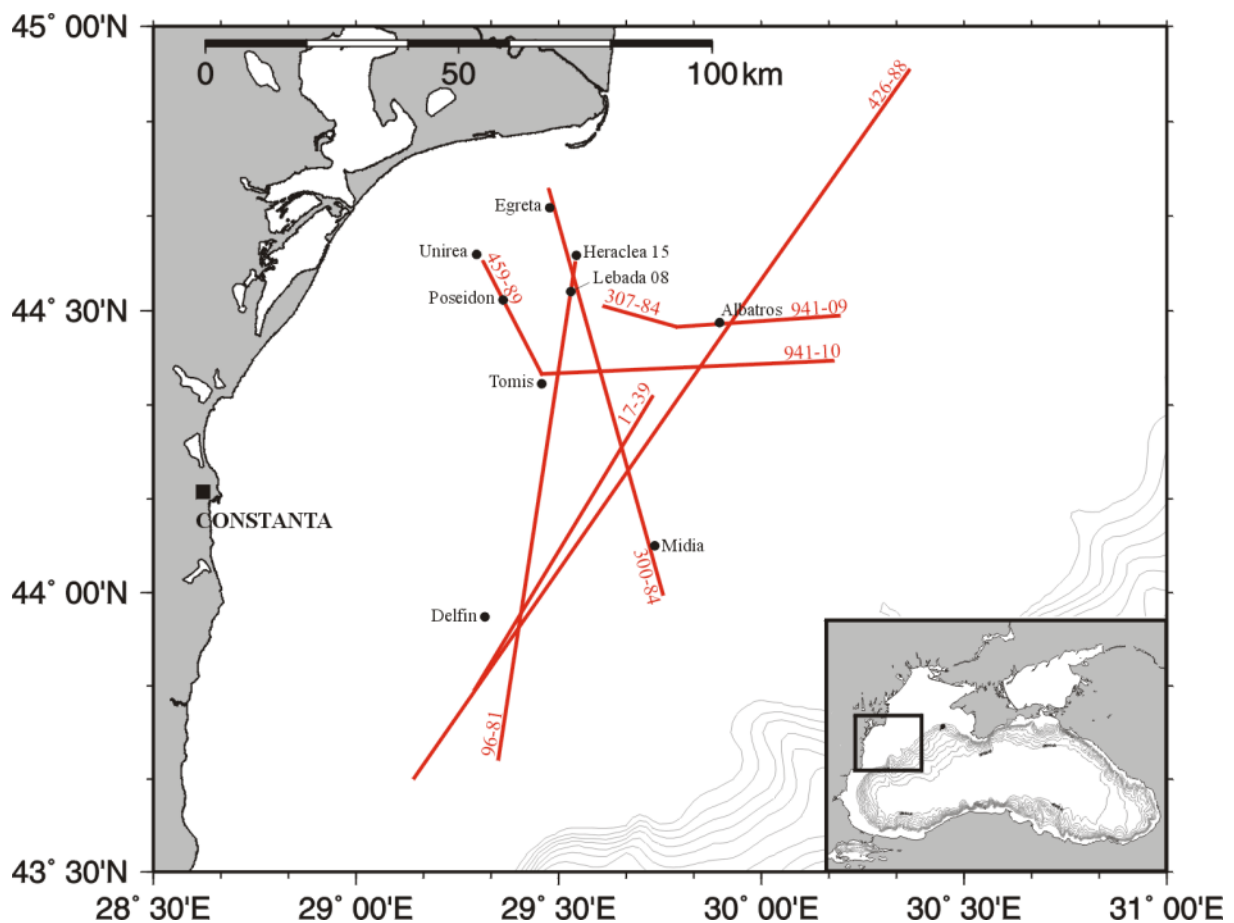


Figure III-6. Plan de position des 6 lignes sismiques industrielles roumaines et des 9 forages permettant leur calage stratigraphique.

Unités stratigraphiques		Limites sismiques	Unités sismiques
Roumano-Quaternaire + Dacien		Horizon D.	R.-Q. + D. + P3
Pontien	Pontien 3 (P3)	Discontinuité U.IPU	P2
	Pontien 2 (P2)	Discontinuité IPU	
	Pontien 1 (P1)	Discontinuité P.	P1
Sarmatien + Badénien		Discontinuité M.	Sarmatien + Badénien
Oligocène		Discontinuité O.	Oligocène
Eocène		Discontinuité E.	Eocène
Anté-Eocène (anté- et syn-rift)		↓ confondue avec la <i>break-up unconformity</i>	Substratum

Figure III-7. Unités stratigraphiques et limites sismiques associées identifiées sur la sismique industrielle roumaine.

III-7.2.2. La stratigraphie tertiaire de la plate-forme roumaine

a. Les discontinuités

L'interprétation, en terme de stratigraphie sismique, des profils sismiques industriels montre une plate-forme constituée de sédiments cénozoïques reposant en discordance sur un substratum anté-éocène. Ces séries cénozoïques sont caractérisées par la superposition de cinq discontinuités érosives majeures.

La discontinuité E constitue la première discontinuité érosive de l'histoire post-rift de cette plate-forme. Elle correspond au premier hiatus stratigraphique de cet intervalle qui d'après les informations recueillies dans la littérature couvre une période allant du Paléocène inférieur (fin du Danien) au début de l'Eocène. Cependant, dans cette étude, l'ensemble du Paléocène est systématiquement absent. L'Eocène repose au mieux directement sur le Maastrichtien, l'incision pouvant atteindre par endroit les séries albiennes (forage Lebada 25).

Cette discontinuité sismique est soulignée par un réflecteur marqué d'impédance acoustique assez forte, mais pouvant être facilement confondu avec les réflecteurs internes aux séries sous et sus-jacente. Les troncatures d'érosion permettent néanmoins de suivre plus ou moins aisément la discontinuité E.

La discontinuité O délimite les séries éocènes des séries oligocènes. Elle constitue une discontinuité érosive majeure de cette plate-forme. La phase d'érosion correspondante est illustrée par le hiatus fini éocène révélé dans les forages. Cette incision peut atteindre au niveau de la dépression d'Istria les séries campaniennes (forage Poseidon).

La géométrie de cette surface d'érosion est profondément marquée par la morphologie héritée de la phase de rifting. Inversement, cette morphologie a été localement retravaillée à l'occasion de cette phase d'érosion. C'est le cas au niveau de la dépression d'Istria où l'incision est maximale et au sud-ouest du forage Delfin à l'aplomb d'une zone de remplissage syn-sédimentaire anté-éocène particulièrement épaisse (Figure III-9, Figure III-10 et Figure III-11).

Cette discontinuité correspond sur ce type de sismique au réflecteur le plus marqué de toute la colonne sédimentaire. Il s'agit d'un réflecteur basse fréquence (très épais) caractérisé par une très forte impédance acoustique et une très bonne continuité latérale. Il est de plus souligné par les troncatures d'érosion des séries éocènes et anté-éocènes (Maastrichtien et Campanien) qu'il incise.

Si l'on considère que la phase rifting a perduré au cours du Crétacé supérieur pour prendre fin avec le Maastrichtien, la discordance entre les séries cénozoïques et le substratum anté-éocène revêt un caractère plutôt tectonique et correspond alors à la *break-up unconformity*. Pourtant, l'examen de ce contact sur les profils sismiques montre qu'il est la plupart du temps souligné par des troncatures qui en font avant tout une discontinuité érosive. Ce point est confirmé par le hiatus sédimentaire révélé par les forages entre ces deux unités. Dans le détail, nous avons vu que ce contact correspond à la **discontinuité érosive E** pouvant être localement retravaillée par la **discontinuité érosive O**. Pour la suite, nous qualifierons ce genre de discontinuité de **surface d'érosion composite**, puisqu'elle correspond localement à la combinaison de plusieurs phases d'érosion successives. Le cas de la base du paléogène est donc particulièrement compliqué puisqu'il correspond à la *break-up unconformity* confondue avec une surface d'érosion composite.

La discontinuité M est une surface d'érosion qui définit la base des séries miocènes. A quelques rares exceptions près, où le Miocène repose sur l'Eocène, cette discontinuité correspond au contact discordant entre le Miocène et l'Oligocène. Elle est soulignée par un réflecteur qui se distingue par sa forte amplitude et sa très bonne continuité latérale. Après la discontinuité O, celui-ci constitue l'un des réflecteurs les plus remarquables sur ces données sismiques.

Sur le profil longitudinal 426-88 (Figure III-9) cette surface d'érosion définit une vaste vallée qui s'inscrit dans le large grabben à l'axe duquel se trouve la dépression d'Istria. Sur les profils 300-84 et 459-89/941-10 (Figure III-12 et Figure III-13) le fond de cette vallée descend en pente douce vers le large (ces deux profils recoupent cependant cette vallée obliquement et la pente observée ne correspond pas exactement au profil de son talweg). Il est intéressant de noter que cette surface d'érosion est localement caractérisée par des incisions de second ordre d'une centaine de mètres d'amplitude.

L'interprétation des profils montre qu'il s'agit également d'une surface d'érosion composite résultant de la combinaison d'au moins deux phases d'érosion successives. Localement les surfaces d'érosion correspondant à ces phases d'érosion sont individualisées :

La première de ces phases d'érosion correspond au hiatus couvrant l'intégralité du Miocène inférieur (Aquitaniens-Burdugaliens) illustré localement par la discordance érosive entre l'unité badéno-sarmatienne et l'Oligocène. Cette surface d'érosion constitue en d'autres termes le contact discordant entre le Miocène et l'Oligocène et correspond à la portion individualisée de la discontinuité M.

La seconde de ces phases d'érosion correspond au hiatus couvrant le Méotien (Miocène supérieur). La surface d'érosion relative à ce hiatus s'individualise au sommet de l'unité badéno-sarmatienne (discordance avec le Pontien). Cette discontinuité, que nous baptiserons **discontinuité P**, est soulignée par un réflecteur présentant la même signature acoustique que la discontinuité M mais caractérisée par une morphologie plus régulière que celle-ci.

Sur une grande partie de la zone investiguée, l'unité badéno-sarmatienne est absente et le Pontien repose alors en discordance directement sur l'Oligocène. Cette surface d'érosion constitue également le contact discordant entre le Miocène et l'Oligocène et correspond à la portion dite composite de la discontinuité M (discontinuité érosive M reprise par la discontinuité érosive P).

La discontinuité IPU (Intra Pontian Unconformity) est une surface d'érosion interne à l'unité stratigraphique pontienne. Elle revêt un caractère particulier car sa découverte introduit une nouvelle discontinuité non identifiée dans les forages. Elle marque la limite entre les deux premières sous-unités stratigraphiques pontiennes (P1 et P2) définies à l'occasion.

Sur le profil longitudinal 426-88 (Figure III-9) cette surface d'érosion définit à son tour une large vallée qui s'inscrit dans l'axe de la dépression érosive sous-jacente (discontinuité M). Contrairement à toutes les surfaces d'érosion antérieures qui semblent se poursuivre en amont de la zone couverte par ces profils, l'extension de l'érosion IPU est géographiquement limitée en position proximale. Vers l'amont, l'incision s'arrête plus ou moins brusquement et se poursuit latéralement par un horizon sismique ne présentant pas de signe évident d'érosion. Cette surface se caractérise par ailleurs par de remarquables sur-incisions atteignant plus de 1000 m de profondeur pour une dizaine de kilomètres de largeur (Figure III-13 et Figure III-14).

D'un point de vue signature sismique, cette surface d'érosion ne correspond pas à un réflecteur continu. Elle est essentiellement révélée par les troncatures d'érosion affectant les réflecteurs subparallèles des séries sous-jacentes et par un fort contraste de faciès sismique entre les unités P1 et P2 (voir description ci-après). De ce fait, la discontinuité IPU reste difficile à appréhender à l'échelle de la zone investiguée.

La discontinuité U.IPU (Upper Intra Pontian Unconformity) est également une limite sismique interne à l'unité stratigraphique pontienne. Comme l'IPU précédente, cette discontinuité n'a pas d'équivalent connu dans les forages. Elle délimite les sous-unités stratigraphiques pontiennes P2 et P3.

Il s'agit de la seule discontinuité sismique reconnue qui ne correspond pas à une surface d'érosion. Elle est en effet essentiellement soulignée par les terminaisons en *toplap* des réflecteurs sigmoïdes de l'unité P2 (voir description plus loin), ce qui caractérise un hiatus de non-dépôt.

Sa géométrie est relativement plane et semble sceller le remplissage de la dépression définie par l'IPU.

b. Les unités stratigraphiques

L'unité éocène, reconnue sur la quasi-totalité de la zone investiguée, est caractérisée par une épaisseur régulière mais particulièrement faible. Celle-ci est généralement comprise entre 200 et 400 m. Les dépôts d'âge éocène sont néanmoins absents en deux secteurs particuliers :

à l'axe de la dépression d'Istria, où ces dépôts semblent avoir été remobilisés par une phase d'érosion postérieure (discontinuité O).

sur les hauts structuraux en position proximale, en particulier au niveau de l'extrémité ouest de la ride de Kalamit (forage Egreta et profil 300-84, Figure III-12).

Cette unité présente de nombreuses variations de faciès sismique en fonction des zones et des profils considérés, c'est pourquoi il reste difficile de retenir pour celle-ci une signature sismique particulière. On y observe cependant de façon récurrente quelques réflecteurs internes présentant une forte impédance et une bonne continuité. Ces caractéristiques peuvent être mises en rapport, comme le proposait déjà Robinson [Robinson et al., 1996], avec la dominante lithologique de ces séries (carbonates).

L'unité oligocène repose en discordance sur l'Éocène ou, selon les secteurs, sur les séries anté-eocènes (syn-rift). Cette unité stratigraphique est présente en continuité sur l'ensemble de la zone investiguée, à l'exception d'une petite partie du profil 96-81 (Figure III-5) où, au sud-ouest du forage Tomis, elle semble localement intégralement traversée par l'incision sus-jacente (discontinuité M). Ces séries assurent l'essentiel du nivellement de la morphologie induite par la phase de rifting. Le comblement de la dépression d'Istria est source de variations latérales d'épaisseur particulièrement marquées. Cette unité peut passer latéralement, sur une dizaine de kilomètres, d'environ 350 m d'épaisseur (au niveau du forage Lebada 08) à près de 1600 m d'épaisseur à l'axe de la dépression d'Istria (Figure III-11).

Le faciès sismique de cette unité est caractérisé par une succession de réflecteurs subparallèles relativement continus. Ils reposent en *onlap* sur les flancs des dépressions qu'ils comblent et présentent un profil concave reflétant la morphologie sous-jacente. Sur les profils transversaux (Figure III-11 et Figure III-12), ces réflecteurs sont clairement progradants.

L'unité badéno-sarmatienne est limitée à son mur par la discontinuité M et à son toit par la discontinuité P. Elle repose en discordance sur l'Oligocène. C'est une unité réduite dont l'épaisseur dépasse rarement les 250 m. Elle est souvent absente de la zone considérée et sa répartition géographique est limitée à deux zones :

Le fond de la petite dépression définie par la discontinuité M au sud-ouest du forage Delfin (Figure III-9, Figure III-10 et Figure III-11)

Le flanc nord-est de la grande vallée définie par la discontinuité M, à l'aplomb du flanc nord de la dépression d'Istria (Figure III-11, Figure III-12 et Figure III-13)

Son faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs internes obliques de forte impédance et basse fréquence.

L'unité stratigraphique pontienne est particulière, puisqu'on a pu y définir trois sous-unités P1, P2 et P3 séparées par les discontinuités IPU et U.IPU:

L'unité P1 est limitée à son mur, selon les endroits, par la discontinuité P ou par la portion composite de la discontinuité M et repose alors en discordance respectivement sur le Badéno-Sarmatien ou directement sur l'Oligocène. Elle est limitée à son toit par la discontinuité IPU. Cette unité épaisse est systématiquement présente, mais apparaît largement érodée et incisée par la surface d'érosion à son toit.

Elle est caractérisée par des réflecteurs hautes fréquences progradants qui présentent une alternance de bonne à faible continuité latérale.

L'unité P2 est comprise entre les discontinuités IPU et U.IPU. Cette unité comble totalement la dépression précédemment créée lors de la phase d'érosion IPU. Sa répartition géographique est limitée par l'extension amont de la surface d'érosion IPU (absente en position proximale), elle s'épaissit vers le large au fur et à mesure que l'incision s'approfondit. Elle atteint localement, au niveau des profondes sur-incisions, une épaisseur de plus de 2000 m.

Le remplissage de la dépression IPU est caractérisé par des réflecteurs sigmoïdaux progradants qui reposent en *downlap* sur la surface d'érosion IPU et se terminent en *toplap* au sommet de l'unité. Les incisions les plus profondes montrent un remplissage asymétrique caractéristique. Les réflecteurs de cette unité sont de plus hautes fréquences que ceux de l'unité P1, ce qui renforce le contraste acoustique entre ces deux unités.

L'unité P3, limitée par la discontinuité U.IPU et l'horizon D (Figure III-7), est très peu épaisse (maximum 330 m). Il s'agit d'une unité strictement chronostratigraphique dont la limite supérieure définit à partir des informations de forages n'a pas de signification en terme de stratigraphie sismique. Elle fait partie de la même unité sismique que l'unité stratigraphique sus-jacente et en présente les mêmes caractéristiques acoustiques.

L'unité associant le Dacien et le Romano-Quaternaire est comprise entre l'horizon D et le fond de la mer. L'horizon D se corrèle avec la limite stratigraphique Pontien-Dacien indiquée par les forages. Comme l'unité P3, avec laquelle elle est concordante, cette unité n'a de sens que d'un point de vue strictement chronostratigraphique.

Cette unité, qui termine l'histoire stratigraphique de cette plate-forme, est présente sur toute la zone investiguée. Elle montre transversalement un profil en prisme relativement peu prononcé. Son épaisseur varie de l'ordre de 250m en position proximale (forage Unirea) à environ 800 m en position distale. Il est intéressant de noter pour la limite entre le Pontien et le Dacien, que deux des forages roumains sont en incohérence totale avec le pointé sismique. Les forages Albatros et Midia donnent respectivement pour cette unité une épaisseur insuffisante ou excessive, pour laquelle l'information a été considérée comme éronée

Elle est marquée par plusieurs phases des creusements de canyons dont la largeur peut atteindre une dizaine de kilomètres mais dont la profondeur n'excède pas ici 500 m. Ces incisions tardives restent localisées et ne sont pas associées à une surface d'érosion régionale.

D'un point de vue sismo-stratigraphique l'unité P3 s'associe à cette dernière unité stratigraphique pour constituer, à l'échelle de ces données, une unité sismique sommitale

unique (Figure III-7) caractérisée par des réflecteurs horizontaux parallèles de très hautes fréquences.

III-7.2.3. Structure et traits morphologiques hérités de la phase de rifting

a. Structure profonde

Les séries cénozoïques reposent en discordance tectonique (*break-up unconformity*) sur un substratum d'âge précambrien à crétacé supérieur disséqué par de nombreuses failles. L'analyse des profils sismiques industriels roumains permet de reconnaître les principaux éléments structuraux du substratum décrits par Dinu et al et Tambrea et al [Dinu et al., 2002; Tambrea et al., 2002].

La morphologie de ce substratum anté-éocène est essentiellement contrôlée par les structures extensives (dépression d'Istria) datant de la phase de rifting du bassin occidental de la mer Noire (fin Crétacé inf. et Crétacé sup.).

Chacune des failles affectant ce socle tectonique a pu être précisément identifiée grâce à la corrélation entre la carte publiée par Dinu et al [Dinu et al., 2002] et le plan de position établi à partir des données dont nous disposons (Figure III-8).

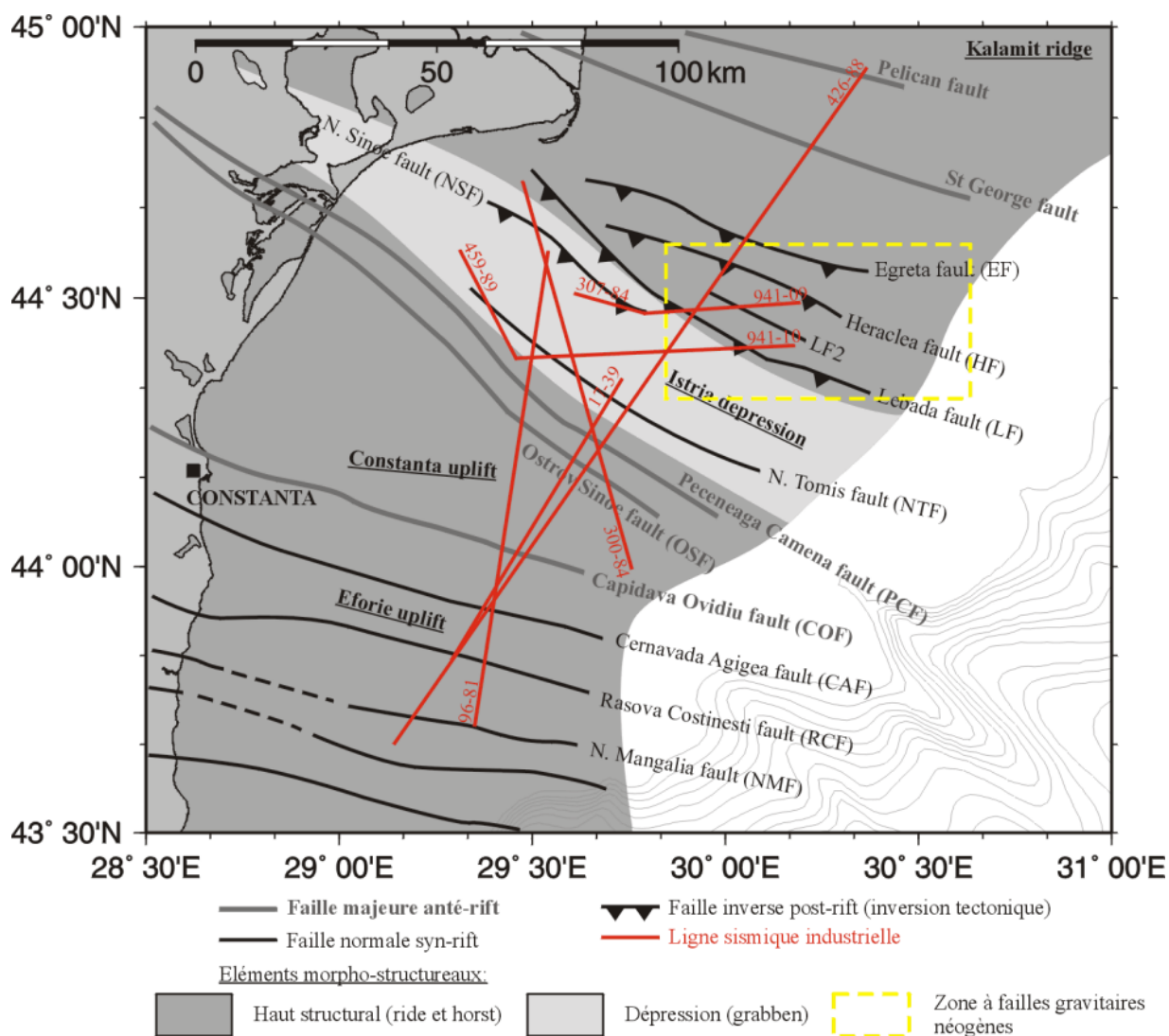


Figure III-8. Cartographie des failles profondes affectant la plate-forme roumaine, modifiée de Dinu et al [Dinu et al., 2002].

D'un point de vue structural, les profils 96-81 (Figure III-11) et 426-88 (Figure III-9) sont les plus intéressants car ils recoupent perpendiculairement les éléments caractéristiques de cette zone. On y distingue trois principaux ensembles:

- Les Horst d'Eforie et de Constanta

Sur la moitié sud-ouest du profil 426-88 (Figure III-9) on note la présence d'un haut structural recoupé par de nombreuses failles. Il est limité respectivement à l'Ouest et à l'Est par les failles de Rasova-Costinesti (RCF) et de Peceneaga-Camena (PCF). On retrouve ce haut structural sur les profils 96-81 (Figure III-11) et 17-39 (Figure III-10).

Cette structure correspond aux horsts d'Eforie et de Constanta décrits par Dinu et al [Dinu et al., 2002]. Selon ces auteurs le soulèvement de ces blocs est antérieur à la phase de rifting (phase anté-albienne).

Des indices (remplissage syn-tectonique) nous montrent cependant, comme le précise également ces auteurs, que certaines des failles anté-rift affectant ces horsts ont pu être remobilisées lors de la phase de rifting et jouer alors en tant que failles normales extensives. C'est le cas notamment de la faille de Peceneaga-Camena (PCF) décrite comme étant à l'origine une faille crustale transtensive.

L'ensemble des failles affectant cette partie du substratum est scellé par les séries cénozoïques de la plate-forme.

- La dépression d'Istria

En position médiane sur le profil 426-88 (Figure III-9) se trouve l'élément structural le plus marqué: il s'agit de la dépression d'Istria. Bien que, comme nous l'avons vu (partie III-7.2.2), cette dépression ait été reprise par plusieurs phases d'érosion, les profils montrent clairement qu'elle a une origine extensive et résulte de la phase principale de rifting du bassin occidental de la mer Noire (Albien-Cenomanien). Cette structure constitue l'axe d'un graben, large d'amont en aval de vingt à quarante kilomètres, bordé de part et d'autre par deux systèmes de failles normales profondes:

- Au Sud-ouest, le système des failles de Peceneaga-Camena (PCF) et North-Tomis (NTF) qui plongent vers le Nord.
- Au Nord-est, le système des failles de la zone Lebada-Heraclea qui font face aux précédentes et plongent vers le Sud (faille LF, HF et EF).

La dépression d'Istria présente une orientation inhabituelle pour une structure extensive de marge puisqu'elle est perpendiculaire au rebord de plate-forme. Les structuralistes sont en effet plutôt habitués aux structures (bloc basculés) orientées parallèlement par rapport à la marge et illustrant l'ouverture du bassin principal. Le graben de la dépression d'Istria constitue en fait une branche du bassin occidental de la mer Noire sur lequel il s'ouvre en position distale.

Comme pour les horsts d'Eforie et de Constanta au Sud-Ouest, l'ensemble des failles extensives à l'origine du graben est scellé par les sédiments cénozoïques.

- Le flanc sud de la ride de Kalamit

De l'autre côté de la dépression d'Istria, à l'extrémité nord des profils 96-81 et 300-84 (Figure III-11 et Figure III-12), ainsi que sur la moitié nord-est du profil 426-88 (Figure III-9), le substratum anté-éocène correspond de nouveau à un haut structural. Cette zone correspond

au flanc sud de l'extrémité ouest de la ride de Kalamit qui entre Crimée et Dobrogée sépare le bassin de Karkinit du bassin occidental de la mer Noire (voir I-1.4).

On retrouve sur cette zone les nombreuses failles qui délimitent le flanc nord-est de la dépression d'Istria. Cependant parmi ces failles, contrairement au deux zones précédentes, certaines affectent la colonne sédimentaire jusqu'à l'Eocène. Par ailleurs l'examen du déplacement relatif des blocs de part et d'autre de ces failles semble indiquer un mouvement inverse consécutif à une compression. Dinu et al et Tambrea et al [Dinu et al., 2002; Tambrea et al., 2002], disposant d'une couverture sismique bien plus dense que la nôtre, interprètent ce mouvement comme une inversion tectonique post-rift réactivant d'anciennes failles syn-rift et contrôlée par une contrainte compressive au cours des phases orogéniques lamarienne et pyrénéenne.

b. Structures extensives néogènes

La plate-forme roumaine est souvent présentée comme tectoniquement stable depuis la fin de la phase rifting [Robinson et al., 1996], cependant quelques auteurs ont récemment démontré la présence au sein des séries néogènes de failles d'extension gravitaire [Dinu et al., 2002; Tambrea et al., 2002]. La répartition de ces structures récentes semble limitée à une zone restreinte aux alentours des forages Albatros et Cobalcescu (Figure III-8).

Les profils 941-09 et 941-10 (Figure III-14 et Figure III-13), recoupant cette zone, permettent de reconnaître au sein des séries pontiennes (Miocène supérieur) certaines de ces structures. Elles correspondent ici à deux glissements localisés s'effectuant le long de petites failles listriques. Le mouvement des blocs glissés, souligné par l'inclinaison de quelques paquets de réflecteurs, est orienté vers l'Est (vers le large). En adéquation avec les observations de Dinu et al. [Dinu et al., 2002], le niveau de décollement des failles identifiées sur ces profils correspond à la limite oligo-miocène.

III-7.2.4. L'impact des éléments morpho-structuraux anté- et syn-rift sur la stratigraphie cénozoïque de la plate-forme roumaine

La morphologie du substratum anté- et syn-rift sur lequel reposent les séries cénozoïques est caractérisé dans cette zone par deux hauts structuraux, les horst Eforie-Constanta au sud et une portion de la ride Kalamit au nord, séparés par un profond graben perpendiculaire au bassin principal, la dépression d'Istria. Bien que d'origine compressive, ces hauts structuraux ont été remodelés lors de la phase de rifting et la morphologie de l'ensemble est dominée par les structures extensives. A l'exception des quelques inversions tectoniques post-rift de la zone Lebada-Heraclea, l'ensemble de ces structures est scellé par les sédiments cénozoïques.

L'impact de ces éléments morpho-structuraux sur la stratigraphie post-rift prend deux aspects.

a. L'impact sur le remplissage sédimentaire

La morphologie particulière de ce substratum se traduit par des variations d'épaisseur importantes dans les séries post-rift.

Les dépôts éocènes, bien que reposant directement sur le substratum en question, ne semblent toutefois que peu influencés en termes de variations d'épaisseur par la morphologie de celui-ci. Ils conservent en effet où qu'ils soient déposés une faible épaisseur à peu près constante sur l'ensemble de la zone examinée. Le fait que ces séries aient été ensuite

remobilisées par une phase d'érosion majeure (réflecteur O) nous empêche cependant d'estimer le niveau de remplissage définitivement atteint.

Ces variations concernent essentiellement les séries oligocènes. Bien qu'elle soit limitée à son toit par une surface d'érosion majeure (réflecteur M), la géométrie générale de l'unité stratigraphique oligocène nous indique que c'est essentiellement au cours de cette période que la dépression d'Istria a été comblée et le relief régional grossièrement nivelé. La morphologie des surfaces d'érosion sus-jacentes nous indique néanmoins que ce nivellement ne devait alors pas encore être totalement achevé (voir paragraphe suivant).

La géométrie des séries miocènes et plio-quaternaires n'est pas directement influencée par la morphologie héritée de la phase de rifting. Nous allons voir cependant que par le biais des surfaces d'érosions qui les caractérisent, la morphologie profonde de la plate-forme a un impact indirect sur l'épaisseur de certaines de ces séries.

b. L'impact sur les phases d'érosion

Jusqu'à son nivellement définitif, la morphologie du substratum, bien que progressivement adoucie au cours de son comblement, est reprise par les couches sus-jacentes. Ce point s'explique par la combinaison de deux facteurs :

- Bien qu'elles constituent des zones de sédimentation préférentielles (phénomène d'accommodation), le comblement des dépressions est dans un premier temps partiel. La morphologie épousée à la base, se retrouve alors reproduite, de façon atténuée, au sommet des séries responsables du comblement. On parle de morphologie héritée.
- Par ailleurs, en conditions de dépôt, le taux de sédimentation est plus élevé au sein des dépressions que sur les reliefs. Cela se traduit ensuite par un effet de compaction différentielle qui s'ajoute au phénomène de morphologie héritée.

La combinaison de ces deux effets crée des dépressions de second ordre qui vont constituer, en conditions d'érosion, des zones d'abrasion préférentielle. Cette observation est valable lorsque l'agent érosif est un cours d'eau (ou un courant de turbidité dans le cas d'érosion sous-marine). Voilà comment, par le biais des érosions qui s'effectuent préférentiellement à leur aplomb, les traits de la morphologie héritée de la phase de rifting vont pouvoir influencer indirectement la stratigraphie, jusque très loin dans la colonne sédimentaire sus-jacente.

Sur la plate-forme roumaine, ce processus se vérifie particulièrement bien pour les surfaces d'érosion successivement situées à la base de l'Oligocène (discontinuité O), à la base du Miocène (discontinuité M) et du Pontien terminal (discontinuité IPU). Le profil 426-88 (Figure III-9) illustre le phénomène pour chacune de ces phases d'érosion.

Sur ce profil, on observe que l'incision correspondant à la discontinuité O a été maximale à l'axe de la dépression d'Istria. Les séries éocènes sous-jacentes ont en effet, ici, été complètement érodées (forage Poseidon, Figure III-13).

Au-dessus, on remarque que la morphologie de l'incision à la base du Miocène (discontinuité M) s'inscrit dans le large graben à l'axe duquel se trouve la dépression d'Istria. L'influence de la morphologie héritée de la phase de rifting est ici certes moins marquée, mais elle nous indique qu'il devait subsister, avant leur érosion, une légère dépression au toit des séries oligocènes.

L'incision intra-pontienne (IPU) s'inscrit à son tour dans la cuvette définie par l'érosion sous-jacente (discontinuité M), elle même indirectement influencée par la morphologie extensive du substratum.

III-7.2.5. Conclusion - discussion

Bien que la couverture des données sismiques pétrolières dont nous disposons est réduite à six profils, les conclusions issues de leur analyse sont très importantes pour la suite de l'étude.

L'avancée principale concerne l'identification et la description de 5 discontinuités correspondant à des surfaces d'érosion majeures affectant la stratigraphie post-rift de cette plate-forme:

- La surface E, à la base de l'Éocène.
- La surface O, à la base de l'Oligocène.
- La surface M, à la base du Miocène.
- La surface P, à la base du Pontien.
- La surface IPU, intra-pontienne.

Il est à noter que la surface O a localement pu retravailler la surface E. La base du Paléogène correspond de ce fait à une surface d'érosion dite composite.

De la même façon, la surface d'érosion P reprend localement la surface d'érosion sous-jacente et fait de la discontinuité M (base du Miocène) une seconde surface d'érosion composite.

Les quatre premières de ces discontinuités (E, O, M et P) correspondent respectivement aux quatre hiatus stratigraphiques identifiés dans les forages (Chapitre III-7). Leur identification en tant que surface d'érosion différenciées nous permet de trancher quand à l'origine érosive de ces hiatus. Depuis la conclusion du Chapitre III-7, ce point restait en effet à préciser.

La nouveauté concerne essentiellement le Pontien. Alors que les informations de forages dont nous disposons ne signalaient rien de particulier au sein de l'unité stratigraphique pontienne, les données de sismique réflexion montrent au contraire que cet intervalle de temps s'avère riche en événements. Nous y avons en effet découvert deux nouvelles discontinuités (IPU et U.IPU), sans équivalent connu dans les forages, dont l'une, IPU, correspond à une des surfaces d'érosion majeures de la plate-forme.

D'un point de vue du remplissage sédimentaire post-rift, il semble intéressant de retenir ce qui suit:

- Les séries cénozoïques post-rift reposent en discordance sur un substratum tectonique dont la morphologie est dominée par les structures extensives héritées de la phase de rifting.
- L'essentiel du volume de ces séries post-rift est représenté par les unités stratigraphiques oligocènes et pontiennes.
- Les séries éocènes et badéno-sarmatiennes restent peu épaisses et sont souvent absentes de la colonne stratigraphique post-rift.
- Contrairement à ce qu'il ressort de l'analyse des forages seuls (Chapitre III-7), l'épaisseur des séries daciennes et romano-quaternaires reste modérée comparée aux séries oligocènes et pontiennes. Dans le chapitre précédent, du fait de l'erreur concernant la profondeur de la limite Pontien/Dacien dans le forage Midia, l'épaisseur de ces séries avait été surestimée en position distale.

En combinant ces observations stratigraphiques avec les différentes phases d'érosion identifiées, nous pouvons d'ores et déjà ébaucher un scénario de construction de cette imposante plate-forme sédimentaire:

Ce scénario se décompose en phases successives de construction et de démantèlement partiel. Nous pouvons proposer qu'à la suite de phases d'érosion successives (E et O), les séries oligocènes ont assuré le comblement de la morphologie extensive caractérisant le substratum et nivelé grossièrement la région. Ces séries ont ensuite été en partie érodées par les deux phases d'érosion à l'origine de la discontinuité composite M. L'édification de la plate-forme est reprise avec la mise en place des séries pontiennes elles mêmes représentatives d'un cycle de construction (P1), démantèlement (IPU) et reconstruction (P2). Enfin, la dernière étape correspond à la mise en place en concordance des séries fini-pontiennes (P3), daciennes et romano-quaternaires.

A partir de cette première analyse sismo-stratigraphique, il semble également intéressant de s'interroger sur l'origine et l'ampleur de ces cinq phases d'érosion majeures. Au regard des connaissances jusqu'à présent rassemblées nous pouvons proposer ceci: nous avons vu que la plate-forme roumaine, présentée comme tectoniquement stable après la phase de rifting, est en fait affectée par quelques inversions tectoniques post-rift et des structures extensives néogènes. Ces quelques éléments tectoniques post-rift sont cependant très localisés et d'ampleur réduite. Or, les surfaces d'érosion ont, elles, toutes une expression régionale. Nous pouvons donc penser que l'influence du facteur tectonique (surrection) par rapport à l'eustatisme est ici réduite. Nous proposons que chacune de ces cinq surfaces d'érosion soit associée à une baisse absolue du niveau marin.

Dans cette hypothèse, il semble intéressant de pouvoir préciser si, pour chacune de ces érosions, d'une part elles sont liées à une baisse eustatique à l'échelle du bassin (en condition de déconnexion) ou à une chute du niveau global (en condition de connexion), et d'autre part s'il s'agit de phases d'érosion aériennes ou sous-marines (dans les deux cas liées à une chute du niveau marin).

Les surfaces d'érosion E et O sont profondément marquées par la morphologie héritée de la phase de rifting, ce qui rend toute spéculation sur leur origine pour l'instant très hasardeuse.

La morphologie de la surface composite M (phase M et P) pourrait résulter d'une phase d'érosion aérienne (large vallée marquée par des incisions de second ordre peu profondes).

Enfin, la morphologie particulière de l'IPU dont l'extension géographique est limitée à l'amont n'est pas sans rappeler la morphologie d'un rebord de plateau résultant en partie d'une phase d'érosion sous-marine. Mais par ailleurs, la position de cette discontinuité dans la colonne stratigraphique (à la fin du Pontien) en fait la meilleure candidate pour la signature érosive messinienne que nous recherchons en mer Noire.

Il semble désormais indispensable, afin de préciser et débattre en détails de ces premières hypothèses, de recueillir, dans la mesure du possible, des informations supplémentaires à propos de chacune de ces surfaces d'érosions. Ces renseignements supplémentaires, nous allons les appréhender au travers de l'analyse des données de sismique haute résolution des missions BlaSON présentées dans les chapitres suivants.

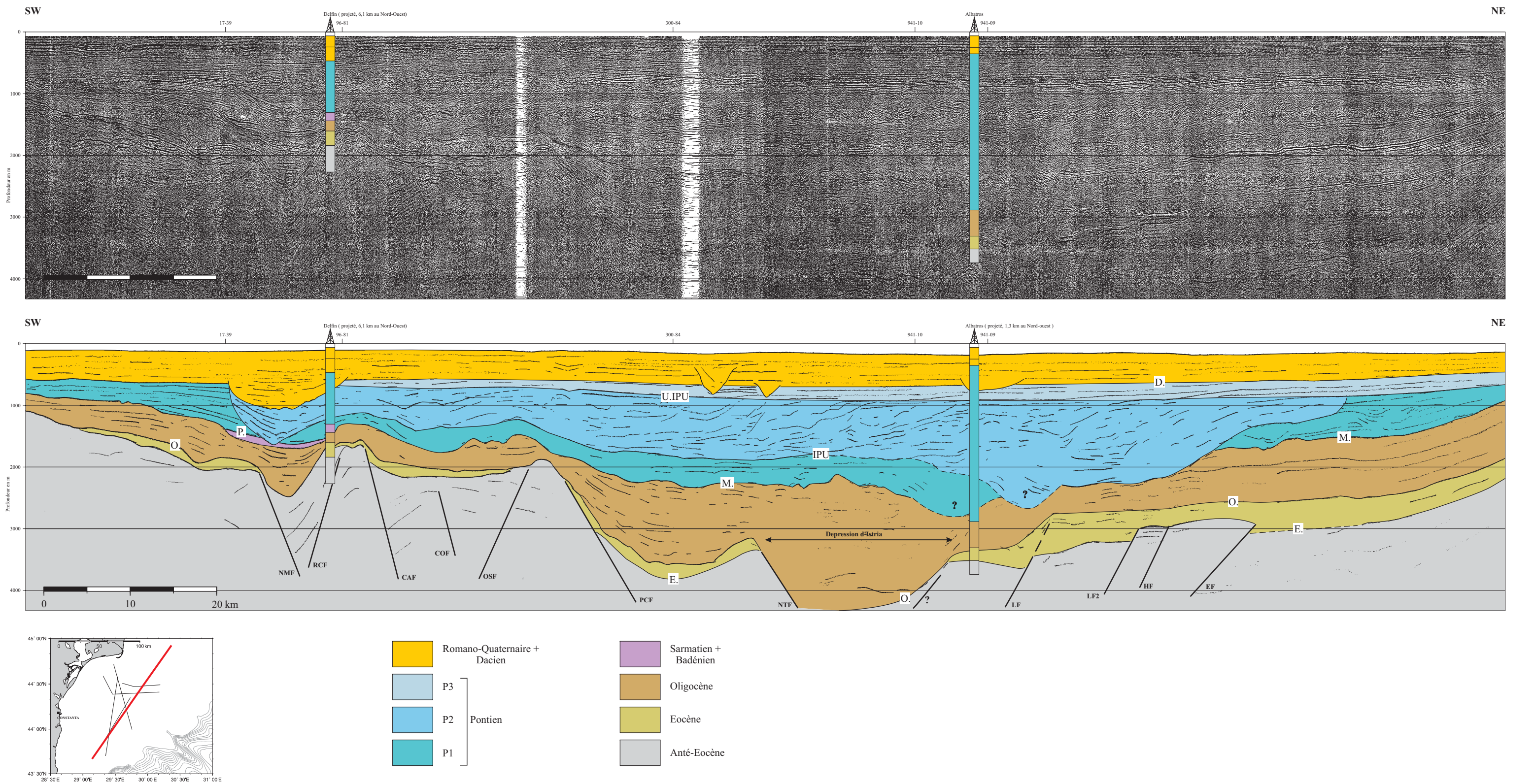


Figure III-9. Profil sismique industriel 426-88 et son interprétation

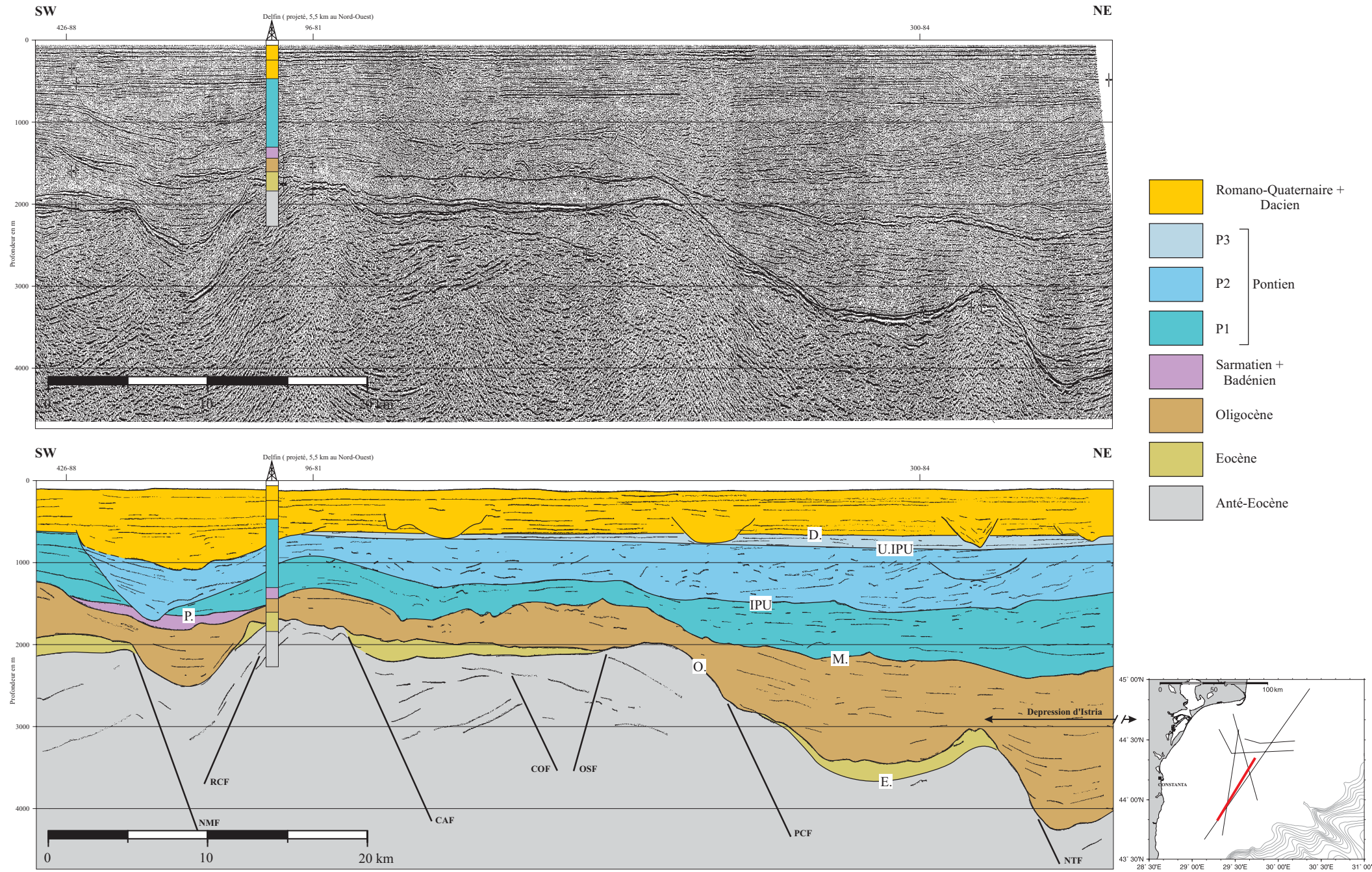


Figure III-10. Profil sismique industriel 17-39 et son interprétation

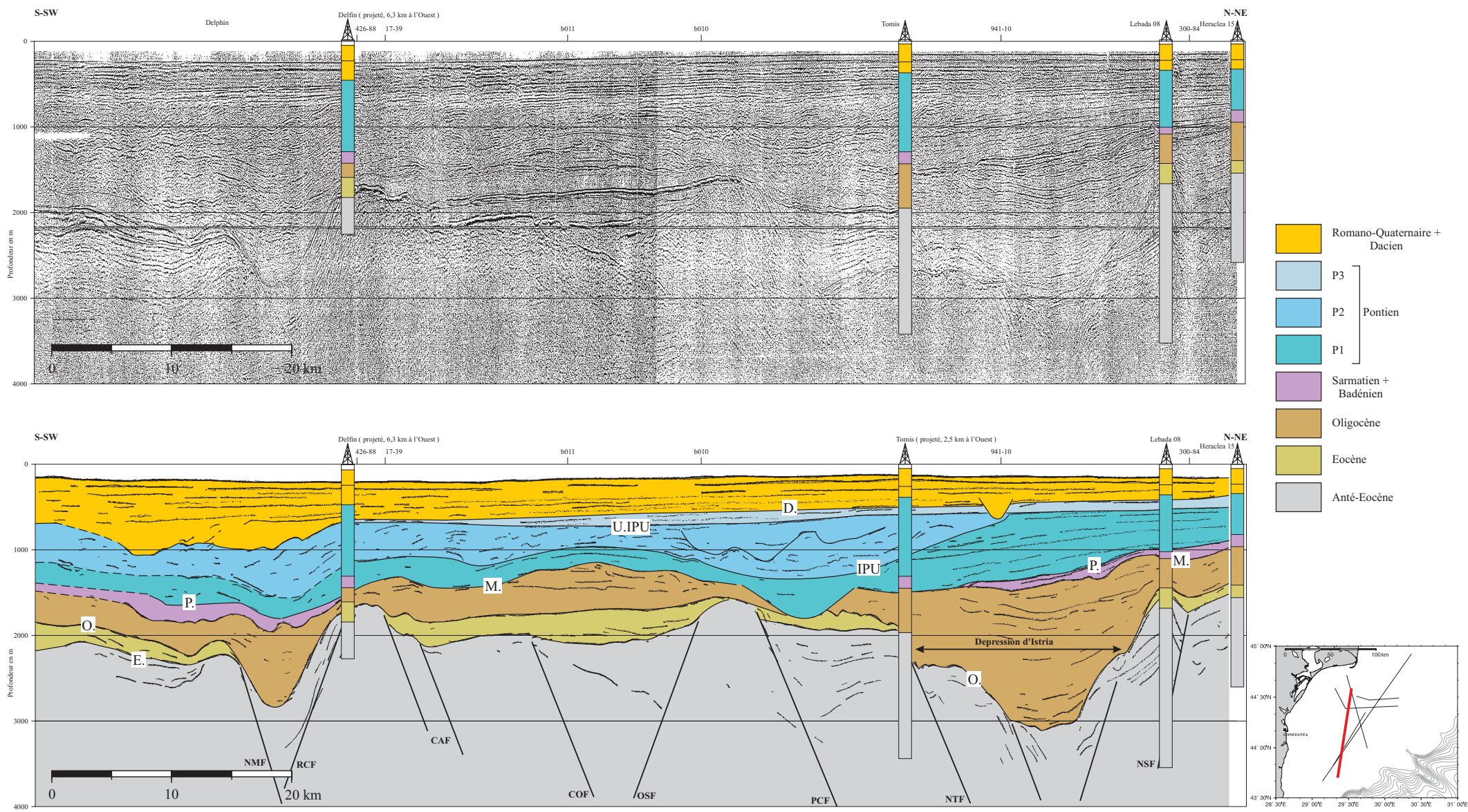


Figure III-11. Profil sismique industriel 96-81 et son interprétation

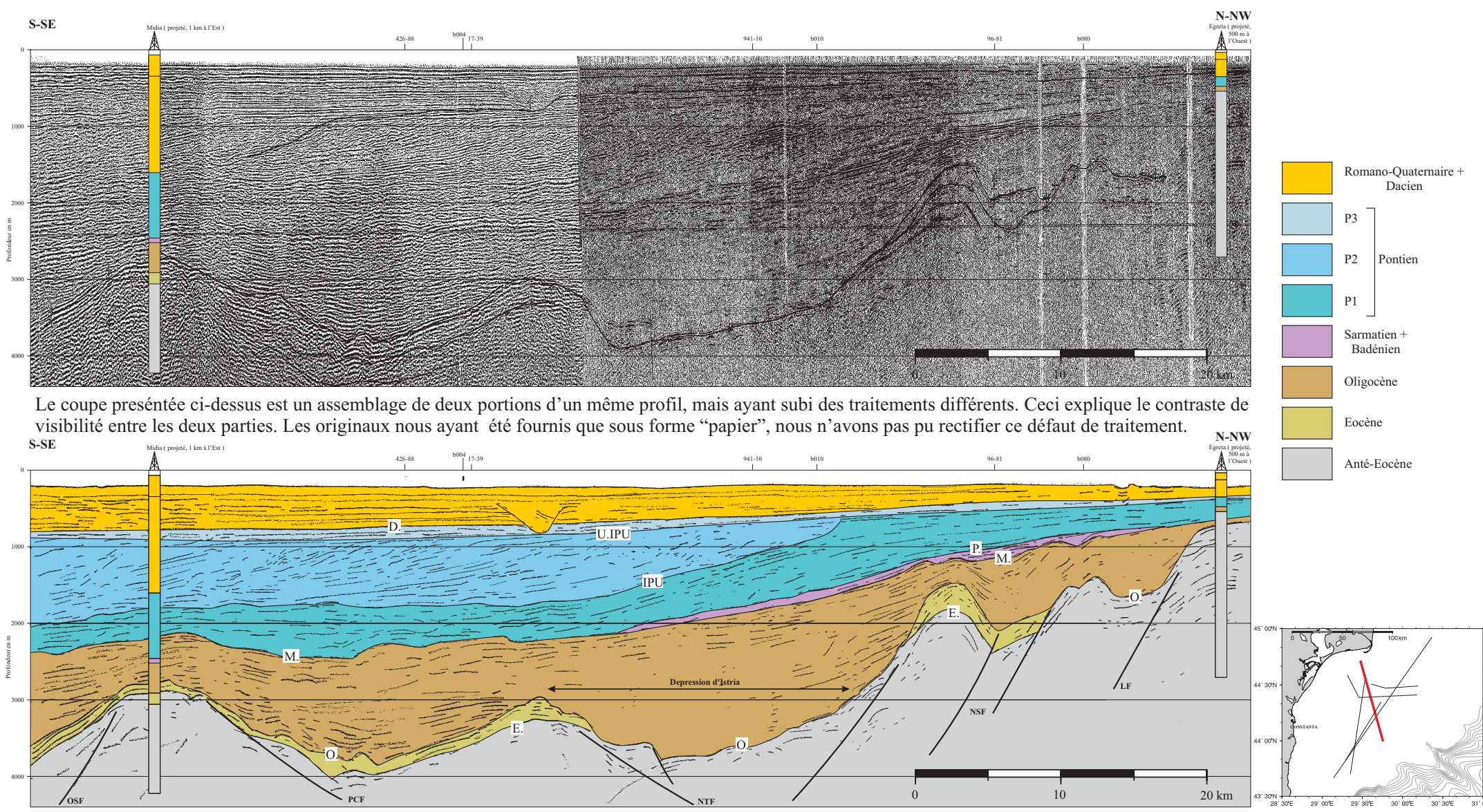


Figure III-12. Profil sismique industriel 300-84 et son interprétation

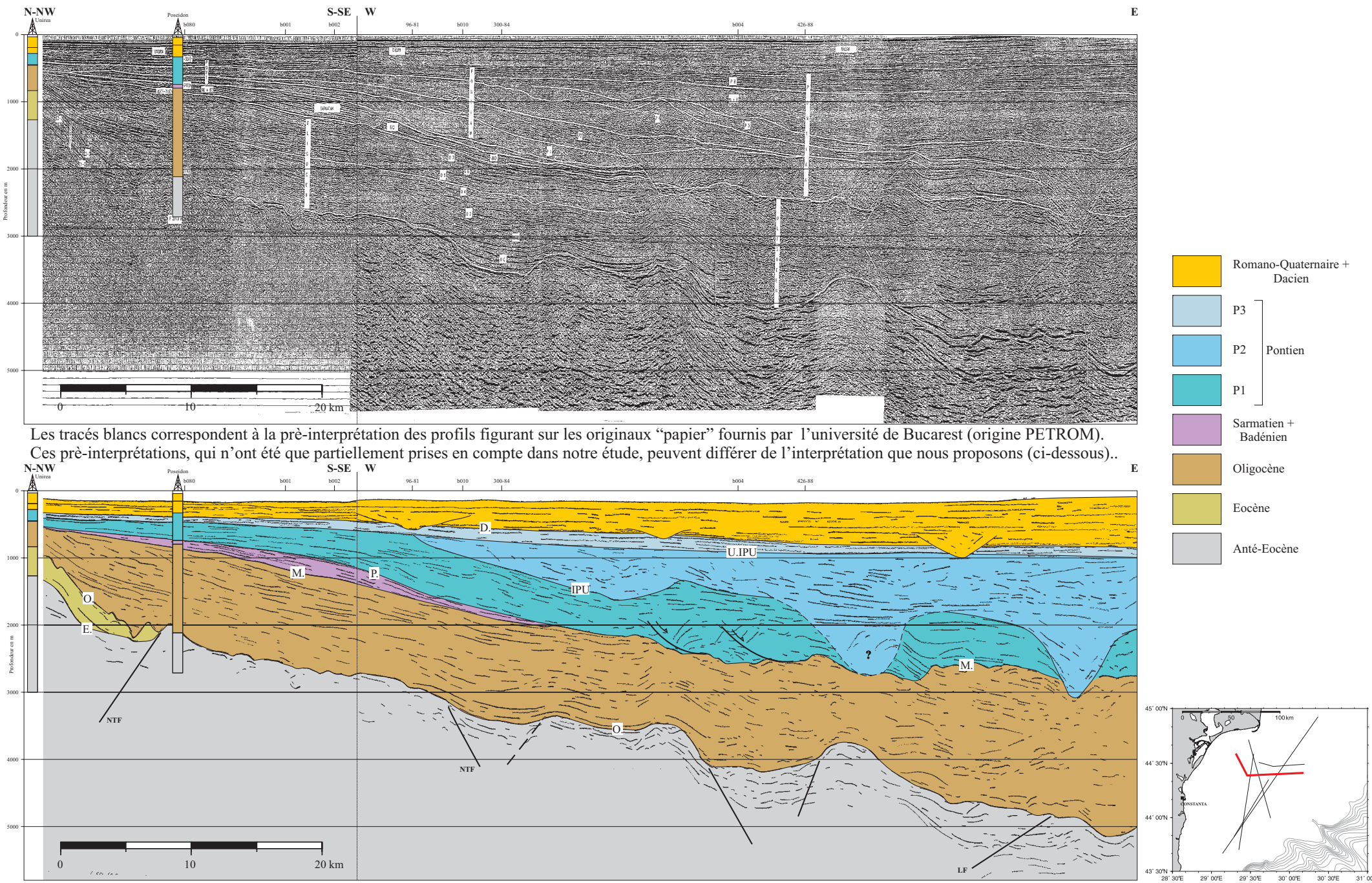
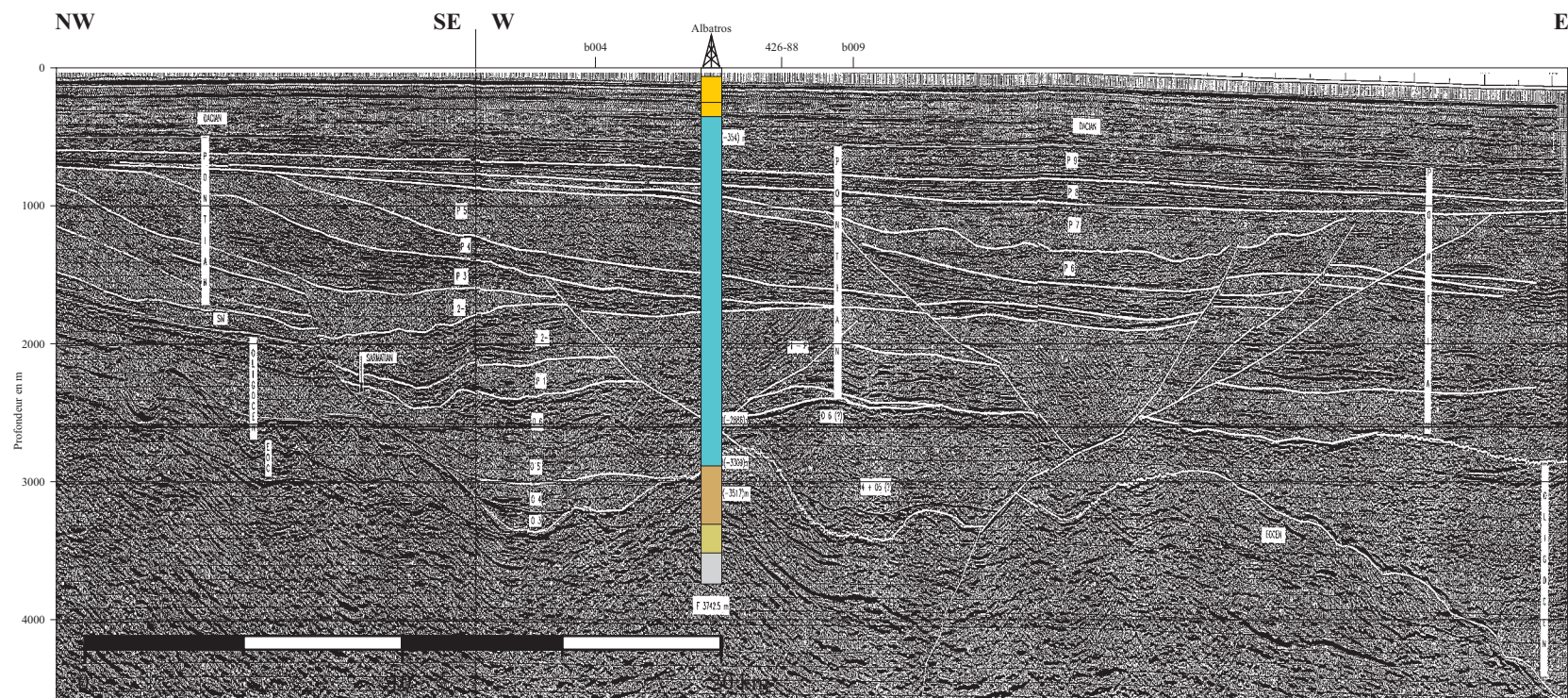


Figure III-13. Profil sismique industriel 459-89/941-10 et son interprétation



Les tracés blancs correspondent à la pré-interprétation des profils figurant sur les originaux “papier” fournis par l’université de Bucarest (origine PETROM). Ces pré-interprétations, qui n’ont été que partiellement prises en compte dans notre étude, peuvent différer de l’interprétation que nous proposons (ci-dessous)..

- Romano-Quaternaire + Dacien
- P3
- P2
- P1
- Sarmatien + Badénien
- Oligocène
- Eocène
- Anté-Eocène

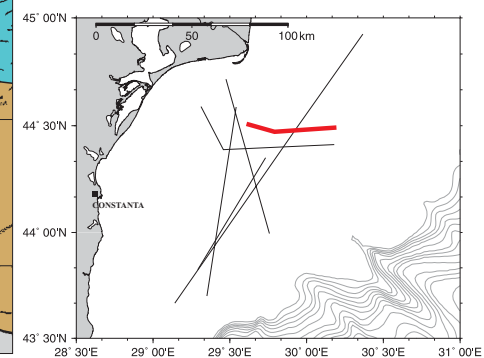
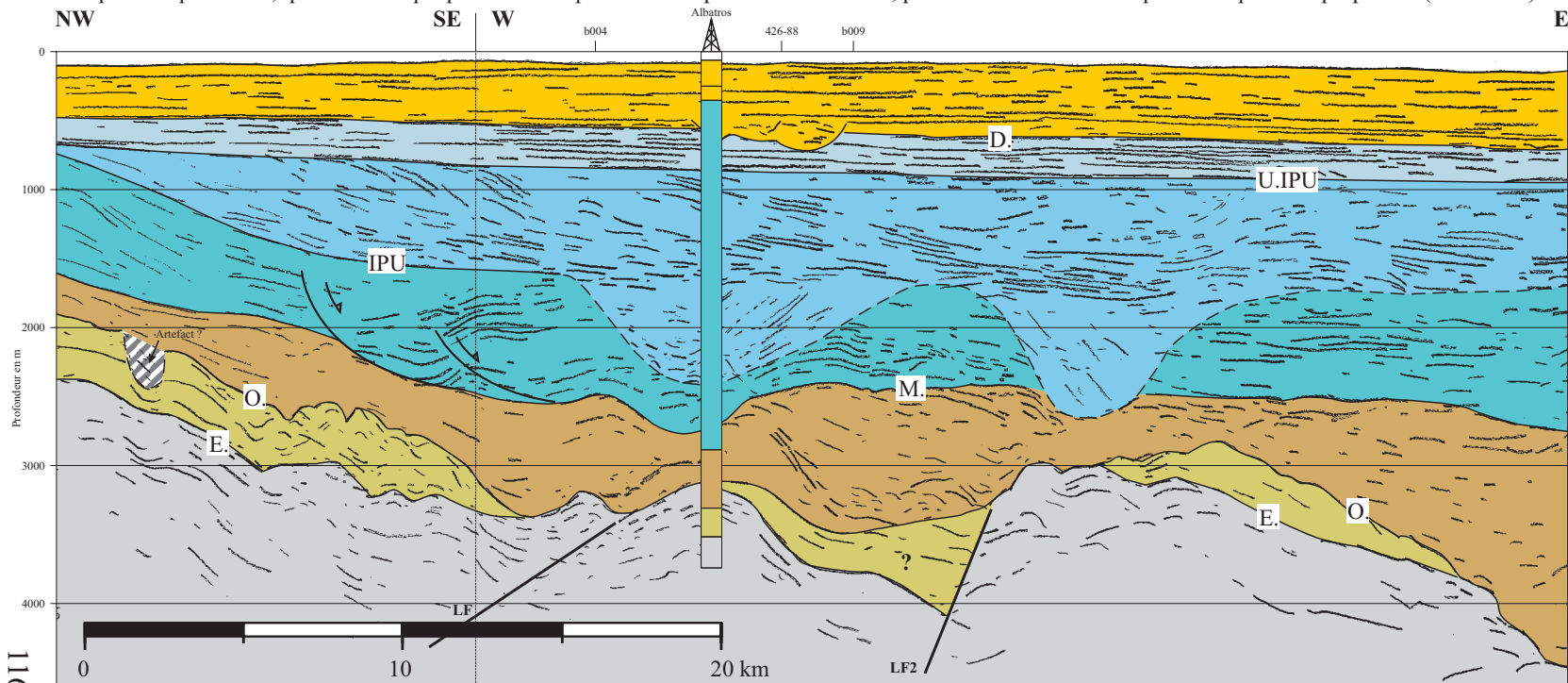


Figure III-14. Profil sismique industriel 307-84/941-09 et son interprétation

III-7.3. Stratigraphie sismique HR de la plate-forme roumano-ukrainienne

III-7.3.1. Introduction

Ce sous-chapitre est consacré à l'analyse des données de sismique multitraces Haute Résolution (HR) sur la plate-forme roumano-ukrainienne. Ces données HR sont issues des récentes missions BlaSON 1 et 2 de l'Ifremer. Le calage stratigraphique de ces données s'appuie sur un total de 22 forages qui se concentrent sur la partie roumaine de la plate-forme nord-ouest de la mer Noire (zone Istria).

L'avantage de ces données, comparées aux données industrielles du chapitre précédent, réside tout d'abord dans la quantité de lignes disponibles. Ce jeu de données HR combine en effet les résultats de deux campagnes successives qui représentent un total de plus de 9000 km de profils sismiques, couvrant en détail une grande partie de la plate-forme roumano-ukrainienne (nord-ouest).

Le second avantage, intrinsèque à ce genre de données, est bien sûr leur résolution élevée qui devrait nous permettre de préciser les découvertes faites jusqu'à présent.

En contrepartie, la pénétration de ces données HR se trouve limitée, et dans le cas des données BlaSON présentées ici, nous ne trouverons que rarement des informations utilisables au delà de 1500 ms trajet-temps double. De ce fait, la vision du remplissage sédimentaire post-rift de la plate-forme considérée sera malheureusement tronquée en position distale.

Par rapport aux données industrielles précédemment analysées, les données sismiques HR BlaSON apportent quantités de nouvelles informations en ce qui concerne la stratigraphie de la plate-forme roumano-ukrainienne. Parmi ces informations, les plus significatives sont la découverte d'une discontinuité supplémentaire au sein des séries pontiennes (L.IPU) et l'identification, étendue à toute la zone, de l'horizon délimitant les séries daciennes des séries romano-quaternaires (horizon QR).

De bas en haut et d'après les calages avec les forages, nous identifierons donc sur ces profils HR et dans cette zone d'étude, la succession d'unités stratigraphiques suivante:

- L'unité anté-éocène (anté-rift et post-rift).
- L'unité éocène.
- L'unité oligocène.
- L'unité badéno-sarmatienne.
- L'unité pontienne.
- L'unité dacienne.
- L'unité romano-quaternaire.

Cette succession d'unités stratigraphiques, les discontinuités et horizons sismiques les délimitant ainsi que les unités sismiques correspondantes sont présentés sur la Figure III-16.

Dans cette nouvelle nomenclature, l'unité stratigraphique pontienne est subdivisée cette fois en 4 sous-unités, délimitées par trois discontinuités internes successives :

- L.IPU (Low Intra Pontian Unconformity).
- IPU (Intra Pontian Unconformity).
- U.IPU (Upper Intra Pontian Unconformity).

Nous retrouvons les discontinuités IPU et U.IPU ainsi que les sous-unités P2 et P3 identifiées précédemment. Par contre, la sous-unité P1 du chapitre précédent correspond ici aux sous-unités P1.a et P1.b séparées par la nouvelle discontinuité L.IPU.

La zone d'étude considérée s'étend largement de part et d'autre de la zone précédemment examinée. Du point de vue de la structure profonde, celle-ci se partage en trois principaux ensembles :

- Au centre (zone Istria), se trouve la dépression d'Istria, vaste graben déjà décrit.
- Au Sud-Ouest (zone Constantza), se trouve le haut structural, déjà partiellement examiné, qui prolonge la plate-forme moesienne en mer.
- Au Nord-Est (zone Kalamit), les lignes sismiques BlaSON couvrent en grande partie la ride de Kalamit dont nous n'avons pu examiner jusqu'à présent que l'extrémité ouest.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que le remplissage sédimentaire post-rift de cette plate-forme est profondément influencé par la morphologie héritée des phases tectoniques affectant le substratum. C'est pourquoi nous allons examiner distinctement la stratigraphie à l'aplomb de chacun de ces trois ensembles structuraux.

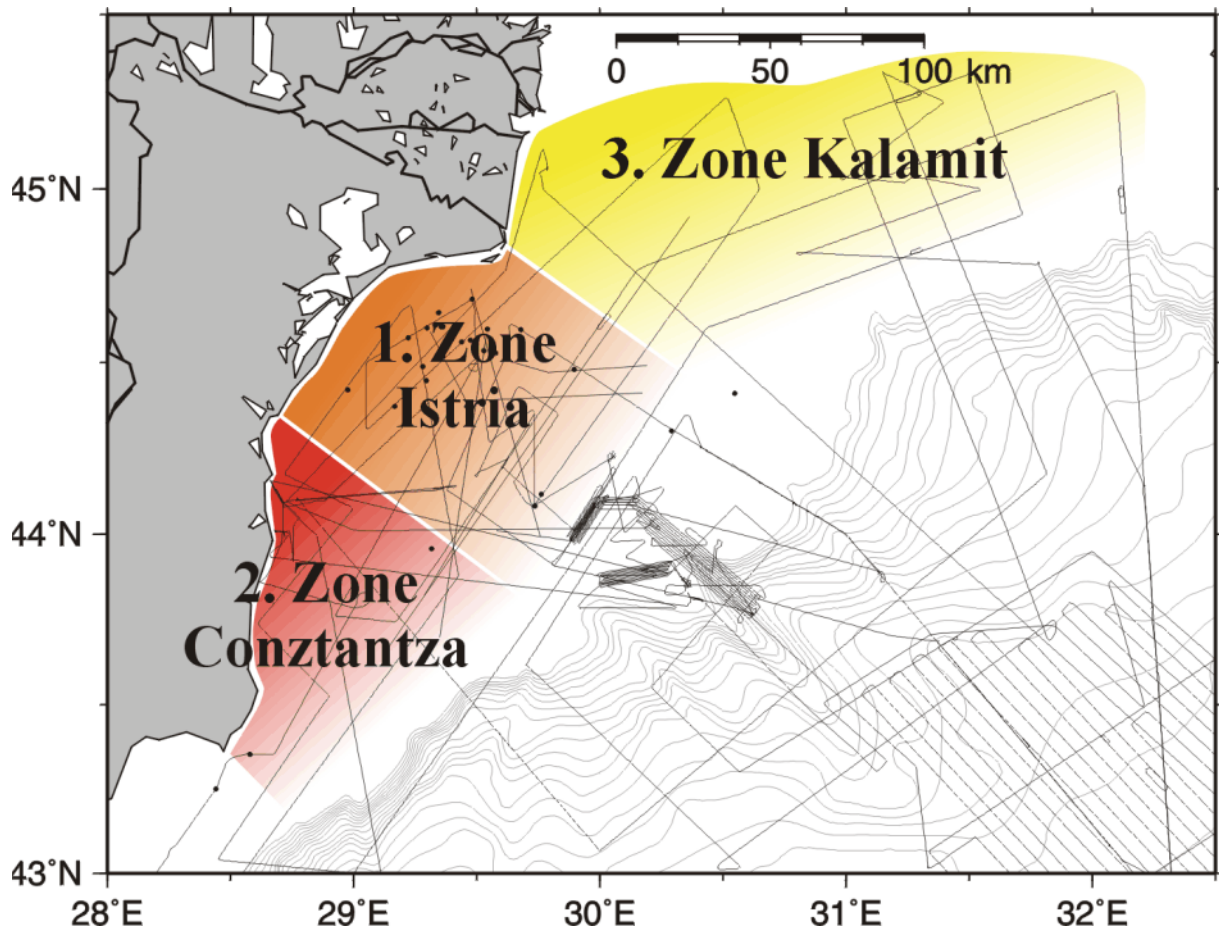


Figure III-15. Les 3 zones d'études HR sur la plate-forme roumano-ukrainienne.

Unités stratigraphiques		Limites sismiques	Unités sismiques
Roumano-Quaternaire		Horizon QR.	R.-Q. + D. + P3
Dacien		Horizon D.	
Pontien	Pontien 3 (P3)	Discontinuité U.IPU	P2
	Pontien 2 (P2)	Discontinuité IPU	
	Pontien 1.b (P1.b)	Discontinuité L.IPU	P1.b
	Pontien 1.a (P1.a)	Discontinuité P.	P1.a
Sarmatien + Badénien		Discontinuité M.	Sarmatien + Badénien
Oligocène		Discontinuité O.	Oligocène
Eocène		Discontinuité E.	Eocène
Anté-Eocène (anté- et syn-rift)		<div style="text-align: center;"> ↓ confondue avec la <i>break-up unconformity</i> </div>	Substratum

Figure III-16. Unités stratigraphiques, limites sismiques et unités sismiques associées identifiées grâce à la sismique HR BlaSON sur la plate-forme nord-ouest de la mer Noire (zone dite roumano-ukrainienne).

III-7.3.2. Zone Istria

Par rapport aux données sismiques industrielles qui se concentraient déjà sur cette zone, les données HR BlaSON complètent le maillage déjà disponible, étendent la zone d'investigation en position proximale et bien sûr apportent un degré de résolution supérieur (Figure III-17).

On retrouve ici les discontinuités déjà identifiées auxquelles s'ajoute la discontinuité intra-pontienne L.IPU.

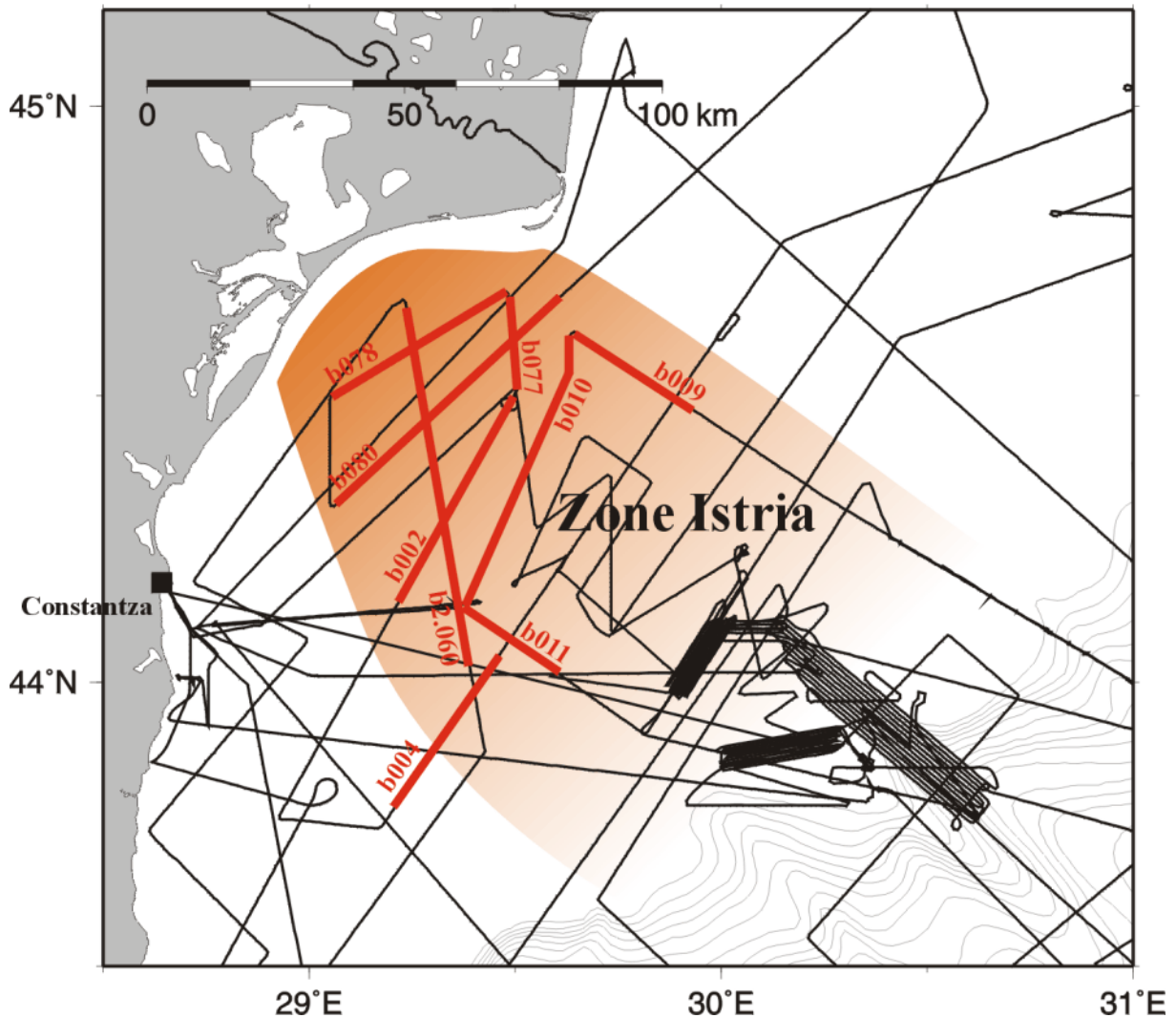


Figure III-17. La zone Istria et les profils HR présentés.

La discontinuité E correspond à la discordance érosive entre le substratum (sédiment anté et syn-rift) et les séries éocènes. Du fait du manque relatif de pénétration de l'outil HR, l'identification de cette discontinuité s'est limitée dans cette zone aux profils situés en position proximale (Figure III-18 et Figure III-22). Comme sur les données industrielles, la morphologie de cette surface d'érosion apparaît profondément affectée par le relief hérité de la phase de rifting. Elle plonge en profondeur à l'axe de la dépression d'Istria.

Cette discontinuité correspond sur les données sismiques HR à un réflecteur d'amplitude moyenne et présentant selon la profondeur une continuité latérale bonne à médiocre.

L'unité éocène : cette première séquence sismique est respectivement limitée à son mur et à son toit par les discontinuités E et O. En position moyenne et distale, le mur de cette unité (discontinuité E) reste souvent indéterminé, car situé en dessous de la limite de pénétration. Nous ne pouvons donc nous prononcer sur son épaisseur et sa répartition qu'au niveau de l'extrémité proximale de la zone considérée. Elle y occupe la partie ouest du fond de la dépression d'Istria sur une épaisseur pouvant atteindre les 750 ms (Figure III-18). Elle s'affine sur le flanc sud-ouest de cette dépression, mais reste absente de son flanc nord-est.

Cette séquence est caractérisée par un faciès sismique de basse fréquence, présentant des réflecteurs subparallèles d'amplitude moyenne à forte et de continuité latérale bonne à médiocre (à l'approche de la limite de pénétration).

La discontinuité O séparant les séquences éocène et oligocène est une surface d'érosion. Sur les flancs sud-ouest et nord-est de la dépression d'Istria son incision reste modérée, mais comme la discontinuité sous-jacente, elle plonge et disparaît au delà de la limite des 1500 ms à l'axe de ce graben. On retrouve sur le profil b078 (Figure III-18) le caractère composite de cette surface d'érosion qui reprend localement l'érosion E sous-jacente (flanc nord-est de la dépression d'Istria)

Elle correspond à un réflecteur de forte amplitude et bonne continuité latérale qui contraste avec le faciès sismique environnant.

L'unité oligocène est limitée par les discontinuités O à sa base et M à son toit. En position moyenne à distale, il s'agit d'une séquence épaisse qui assure, comme vu précédemment, l'essentiel du nivellement de la morphologie profonde héritée de la phase de rifting. Cependant, comme nous venons de le voir, la base de cette unité (discontinuité O) se situe hors de portée de l'outil HR à l'aplomb de l'axe de la dépression. Nous ne pouvons donc ici en préciser l'épaisseur. Le comblement de cette dépression induit des variations d'épaisseurs qui sont ici exacerbées puisqu'en position proximale, l'unité oligocène s'amincit drastiquement jusqu'à disparaître, totalement rabotée par la surface d'érosion sus-jacente (discontinuité M).

Le faciès sismique de cette unité est caractérisé par des réflecteurs sub-parallèles de forte amplitude mais de continuité faible à médiocre.

La discontinuité M définit ici la base des séries miocènes. En position distale, cette discontinuité constitue le contact discordant entre le Miocène et l'Oligocène. En position proximale, le Miocène peut reposer directement sur l'Éocène, voire le Crétacé (Figure III-18). Il s'agit de la discontinuité sismique la plus nettement identifiable sur les données HR BlaSON. Le réflecteur correspondant se distingue par sa forte amplitude et sa continuité latérale excellente. Il est souligné par de nombreuses hyperboles de diffraction, un fort contraste de faciès sismique entre le Miocène et les séries sous-jacentes, ainsi que par des troncatures d'érosion évidentes.

Comme nous l'avons déjà abordé (cf. III-7.2.2), cette discontinuité a la particularité de correspondre à une surface d'érosion dite composite issue de la combinaison de plusieurs phases d'érosion successives et correspondant aux discontinuités suivantes:

- Discontinuité M (individualisée)
- Discontinuité P
- Discontinuité L.IPU

L'outil HR a permis d'ajouter la discontinuité L.IPU aux discontinuités M (individualisée) et P déjà identifiées comme éléments constituant cette surface d'érosion composite.

La discontinuité M dans sa partie individualisée constitue la limite entre les unités oligocène et badéno-sarmatienne. Il s'agit d'une surface d'érosion majeure qui correspond au hiatus stratigraphique couvrant le Miocène inférieur (Aquitaniens - Burdigaliens) révélé par les forages. Elle est soulignée un réflecteur de très forte impédance et de très bonne continuité. Celui-ci définit une cuvette large de plusieurs dizaines de kilomètres et de plus de 500 m de profondeur qui s'inscrit dans l'axe de la dépression d'Istria. Cette surface d'érosion se caractérise par de nombreuses incisions secondaires très marquées, de quelques dizaines à plus de 100 ms de profondeur.

L'unité badéno-sarmatienne est limitée à son mur par la discontinuité M et à son toit par la discontinuité P. Le caractère réduit de cette unité se confirme ici, car son épaisseur n'y dépasse pas les 225 ms (Figure III-21). Sa répartition géographique se limite au fond de la dépression définie par la discontinuité M décrite ci-dessus, dépression qu'elle comble partiellement. En position proximale, cette unité devient pelliculaire avant de disparaître complètement. En position distale, à l'axe de la dépression d'Istria, cette unité n'a pas pu être reconnue, car elle se situe alors sous la limite de pénétration de la sismique HR.

Le faciès sismique de cette petite unité se caractérise par des réflecteurs internes de basse fréquence, d'amplitude forte à modérée et de continuité passable qui viennent en *onlap* sur les flancs de la dépression définie par la discontinuité M.

La discontinuité P constitue la base des séries pontiennes, là où elles reposent en discordance sur l'unité badéno-sarmatienne. C'est une surface d'érosion qui correspond alors localement au hiatus méotien (Miocène sup.) des forages off-shore. En amont de la cuvette définie par la discontinuité M (individualisée), la discontinuité P reprend tangentiellement cette dernière et s'intègre alors à la portion composite de la surface d'érosion M (Figure III-19). Contrairement à la discontinuité sous-jacente, la surface d'érosion P présente une morphologie relativement plane affectée de quelques rares ondulations de grande longueur d'onde (plusieurs km).

Dans sa partie individualisée, la discontinuité P est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude et de continuité latérale bonne à moyenne. Dans sa portion composite, le réflecteur correspondant revêt les caractères sismiques propres à la discontinuité M.

L'unité stratigraphique pontienne est ici subdivisée en quatre sous-unités P1.a, P1.b, P2 et P3 délimitées par les discontinuités internes L.IPU, IPU et U.IPU:

L'unité P1.a est limitée à sa base par les discontinuités P et M, et à son toit par la discontinuité L.IPU. Relativement épaisse à l'axe de la dépression d'Istria, cette unité est quasiment omniprésente sur la zone considérée. Elle se biseaute et disparaît cependant en

position proximale (Figure III-19, Figure III-20 et Figure III-22). En position distale, l'image sismique de cette unité est tronquée du fait de la limite de pénétration de l'outil HR.

Cette unité présente un faciès sismique proche de l'unité sous-jacente : basse fréquence, amplitude modérée, continuité passable, *onlap* sur la discontinuité basale.

La discontinuité L.IPU (Low Intra Pontian Unconformity) découverte grâce à l'information HR marque la limite entre les unités P1.a et P1.b. La morphologie plane et exempte de toute incision secondaire de cette discontinuité rend à priori son interprétation en tant que surface d'érosion difficile (Figure III-19). Les quelques troncatures d'érosion qui la soulignent sporadiquement nous amènent cependant à la considérer sans équivoque en tant que telle. Cette nouvelle surface d'érosion, qui ne correspond à aucun hiatus stratigraphique connu, pourrait être interprétée en terme de stratigraphie séquentielle comme une surface de transgression.

En position proximale, cette surface d'érosion reprend systématiquement les deux discontinuités sous-jacentes et met un terme à la succession d'érosions à l'origine de la surface composite M (Figure III-19 et Figure III-22).

Elle est soulignée dans sa portion individualisée par un réflecteur présentant un fort contraste d'impédance mais dont la continuité latérale est, selon l'orientation des profils, bonne à médiocre. Dans sa portion composite, le réflecteur correspondant revêt les caractères sismiques propres à la discontinuité M.

L'unité P1.b est comprise entre les discontinuités L.IPU et IPU. L'épaisseur de cette unité, présente sur toute la zone considérée, varie de 50 ms en position proximale jusqu'à 500 ms en position distale. Ces variations importantes d'épaisseur sont essentiellement dues ici à la discontinuité au sommet IPU qui incise largement cette unité.

Elle est caractérisée par des réflecteurs de fréquence relativement élevée, d'impédance généralement forte présentant une continuité latérale bonne à médiocre. Les réflecteurs reposent en *downlap* sur la discontinuité basale (L.IPU), ce qui traduit une mise en place en progradation de cette unité.

La discontinuité IPU (Intra Pontian unconformity) délimite l'unité P1.b des unités P2 et P3. Elle correspond à une surface d'érosion majeure dont le caractère singulier a pu être confirmé et les caractéristiques approfondies grâce à l'utilisation des données HR (Figure III-23, Figure III-24 et Figure III-25). Elle se distingue des autres discontinuités de cette plate-forme essentiellement sur trois points :

- Son extension géographique
- Son degré d'incision
- Sa signature sismique

Cette discontinuité ne correspond par ailleurs à aucun des hiatus stratigraphiques reconnus antérieurement et rejoint en cela la discontinuité sous-jacente L.IPU.

L'une des particularités de cette surface d'érosion est son extension géographique limitée sur la plate-forme. De plus, sur la zone restreinte où elle a pu être identifiée, celle-ci revêt deux aspects bien distincts. En position distale, cette discontinuité érosive correspond à un relais de profondes incisions (canyons) dont l'extension latérale se limite à un couloir large de 150 km au Sud-sud-est du delta actuel du Danube. Sur les profils les plus distaux, cette surface d'érosion plonge au delà de la limite de pénétration. Plus près de la côte, la profondeur de certains de ces canyons atteint 500 ms à quelques kilomètres en aval de leur tête (Figure III-23). Vers l'amont, ces profonds canyons se résorbent brusquement pour laisser place en position proximale à un réseau d'incisions superficielles (incision de quelques dizaines de ms (Figure III-19, Figure III-20, Figure III-21 et Figure III-22). L'extension latérale de ces

incisions semble limitée au même couloir que les canyons les prolongeant. En dehors de cette zone, la discontinuité IPU n'est plus identifiable en tant que telle et se prolonge latéralement par un réflecteur sismique confondu avec l'horizon D que l'on décrira plus loin.

Comme sur la sismique industrielle, cette surface d'érosion correspond sur la sismique HR à une suite de réflecteurs très discontinus difficiles à mettre en relation. Elle est essentiellement révélée par les troncatures d'érosion affectant les réflecteurs subparallèles des séries sous-jacentes et par un fort contraste de faciès sismique entre les unités sous-jacentes et l'unité P2 venant en comblement. De ce fait, la discontinuité IPU reste difficile à appréhender à l'échelle de la zone investiguée.

L'unité P2 est limitée à sa base par la discontinuité IPU et à son toit par la discontinuité U.IPU. Elle présente sur les données HR les mêmes caractéristiques, au faciès sismique près, que celles relevées grâce aux données industrielles. Sa mise en place correspond au comblement rapide de l'espace disponible créé à l'occasion du creusement des canyons lors de la phase d'érosion IPU. Sa répartition géographique est limitée par l'extension amont des canyons associés à l'IPU (Figure III-23). Elle s'épaissit vers le large au fur et à mesure que ces canyons s'approfondissent (Figure III-24 et Figure III-25). Cette unité est tronquée sur les profils distaux.

Sur les données HR, cette unité est caractérisée par un faciès relativement transparent qui contraste avec le faciès des unités environnantes. Les réflecteurs internes sont d'amplitude moyenne à faible et discontinus (faciès pouvant être localement chaotique). Une majorité de ces réflecteurs montrent cependant une obliquité élevée qui traduit un remplissage en progradation.

La discontinuité U.IPU délimite l'unité P2 de l'unité P3. Cette discontinuité fait exception, puisqu'elle ne correspond pas à une surface d'érosion. Par ailleurs, contrairement aux données industrielles sur lesquelles elle apparaissait comme un réflecteur relativement continu, U.IPU n'est ici matérialisée par aucun réflecteur distinct. Elle est cependant soulignée par la terminaison en *dowlap* des réflecteurs internes à l'unité P3 ainsi que par un contraste de faciès franc entre les unités P2 et P3 (Figure III-23, Figure III-24 et Figure III-25).

Nous considérerons que les trois dernières unités stratigraphiques (P3, Dacien et Romano-Quaternaire) font partie d'une seule et même unité sismique. Ces trois unités ont en effet un sens strictement chronostratigraphique puisque leurs limites (Horizon D et QR) définies à partir des informations de forages n'ont pas de signification en terme de stratigraphie sismique. Il n'y a été décelé aucune discontinuité sismique majeure du type de celles jusqu'à présent mises en évidence sur cette plate-forme.

Dans le détail cependant, les nombreux canyons mis en évidence dans les unités dacienne et romano-quaternaire constituent autant de limites de séquences qui selon les règles d'application de la stratigraphie séquentielle devraient être prolongées latéralement. L'ordre de cyclicité auquel correspondent les séquences ainsi définies ($\geq 4^{\text{ème}}$ ordre) est cependant bien supérieur à l'ordre des séquences jusqu'à présent décrites ($2\text{-}3^{\text{ème}}$ ordre), c'est pourquoi nous avons choisi de ne pas les intégrer en tant que telles dans notre étude.

L'unité sismique sommitale correspondant à ces trois unités stratigraphiques est caractérisée par un faciès à haute fréquence à réflecteurs horizontaux parallèles de forte amplitude mais de continuité bonne à médiocre. A ces réflecteurs internes se mêlent quelques multiples résiduels du fond.

L'unité stratigraphique P3, limitée par la discontinuité U.IPU et l'horizon D, est la dernière sous-unité stratigraphique pontienne. Cette unité, épaisse en moyenne d'une centaine de millisecondes, scelle en aval le remplissage (P2) des canyons IPU (Figure III-23) et comble en amont la zone d'incision superficielle créée lors de la même phase d'érosion (Figure III-19).

L'horizon D marque la limite entre l'unité stratigraphique pontienne et l'unité stratigraphique dacienne. Il s'agit d'un réflecteur de forte amplitude et de bonne continuité. Il a été choisi parmi les réflecteurs internes de l'unité sismique sommitale pour sa bonne corrélation avec la limite stratigraphique correspondante des forages off-shores roumains. Le choix de ce réflecteur est cohérent avec les données de forages à l'échelle de la plate-forme.

L'unité stratigraphique dacienne limitée par les horizon D et QR est présente sur toute la zone considérée. Son épaisseur ne varie que de 100 à 400 ms, des profils proximaux vers ceux les plus distaux. Elle est caractérisée par au moins deux phases de creusement de canyons dont on peut suivre pour certains l'incision vers l'amont jusqu'à 50 km de la côte (profils b004 et b009). Ces canyons ont une largeur relative pouvant atteindre 20 km pour des profondeurs de 100 à 400 ms.

L'horizon QR sépare les unités dacienne et romano-quaternaire. Ce réflecteur de forte amplitude, plus ou moins continu, a été choisi sur les mêmes critères que l'horizon D.

L'unité stratigraphique romano-quaternaire est comprise entre l'horizon QR et le fond. Comme l'unité dacienne, elle est présente sur toute la zone mais est légèrement plus épaisse que cette dernière (de 150 à 500 ms). Au niveau de la zone Istria, cette unité est incisée par un canyon dont on peut suivre les contours jusqu'à 40 km de la côte actuelle. Profond d'une centaine de millisecondes en position proximale (Figure III-19), il atteint 500 ms de profondeur pour plus de 6 km de largeur en position distale (profil b082, non présenté).

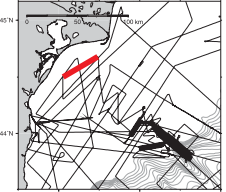
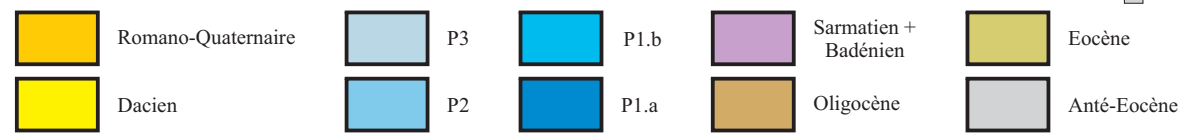
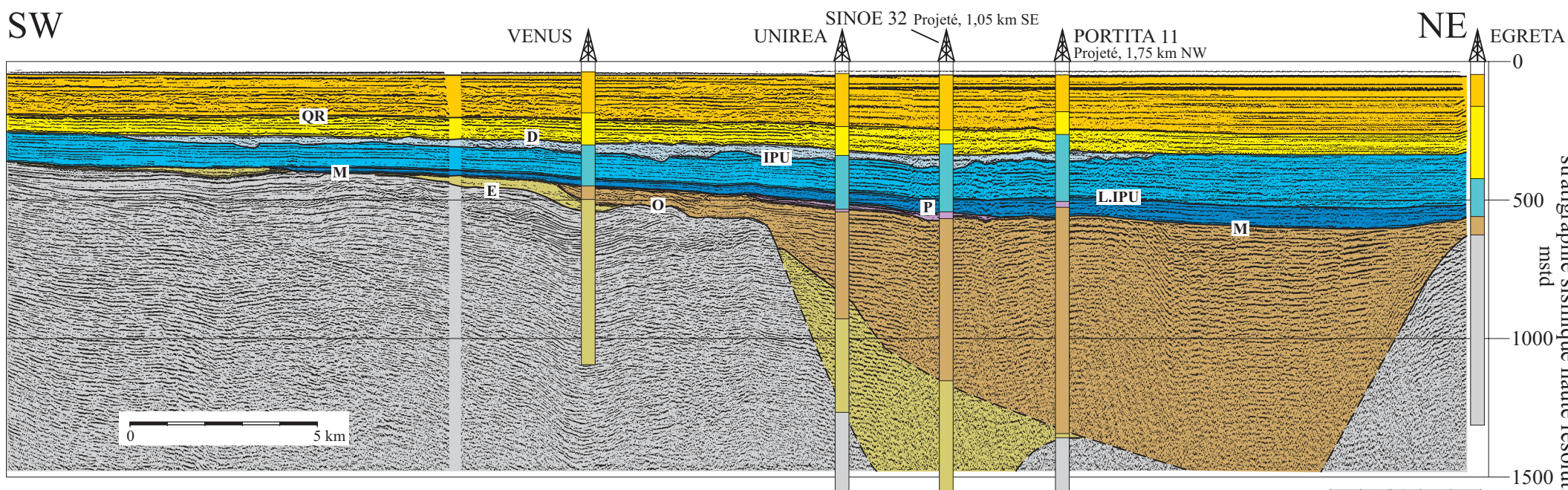
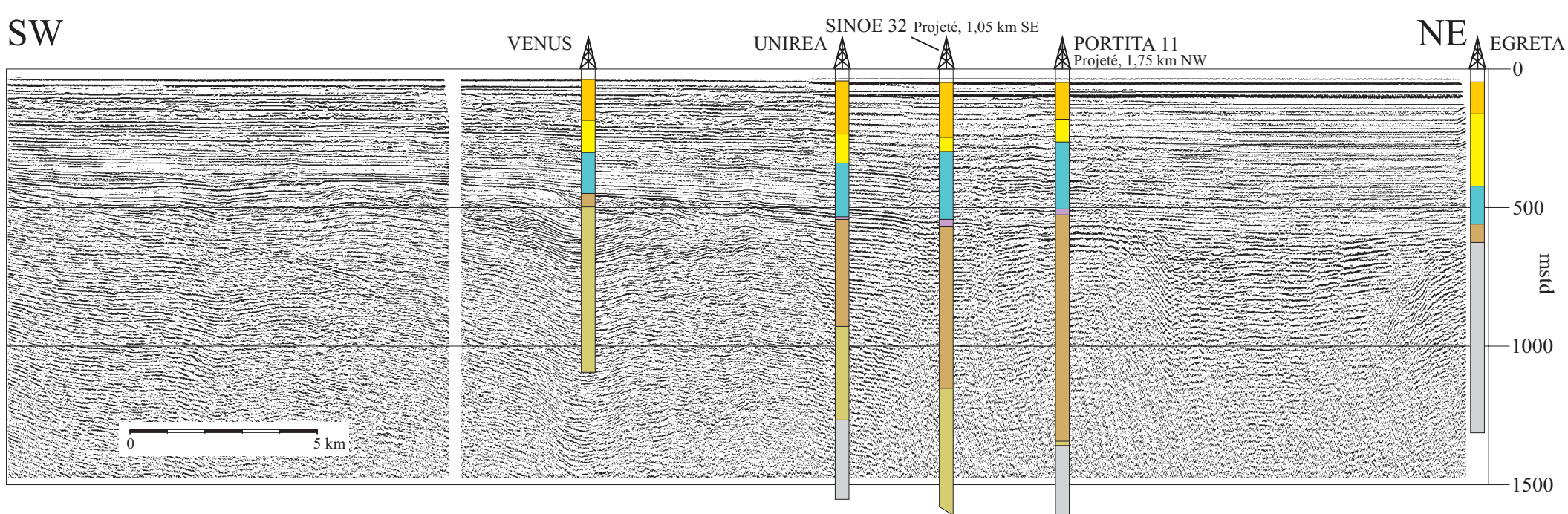


Figure III.18. Profil HR Blason b078 et son interprétation.

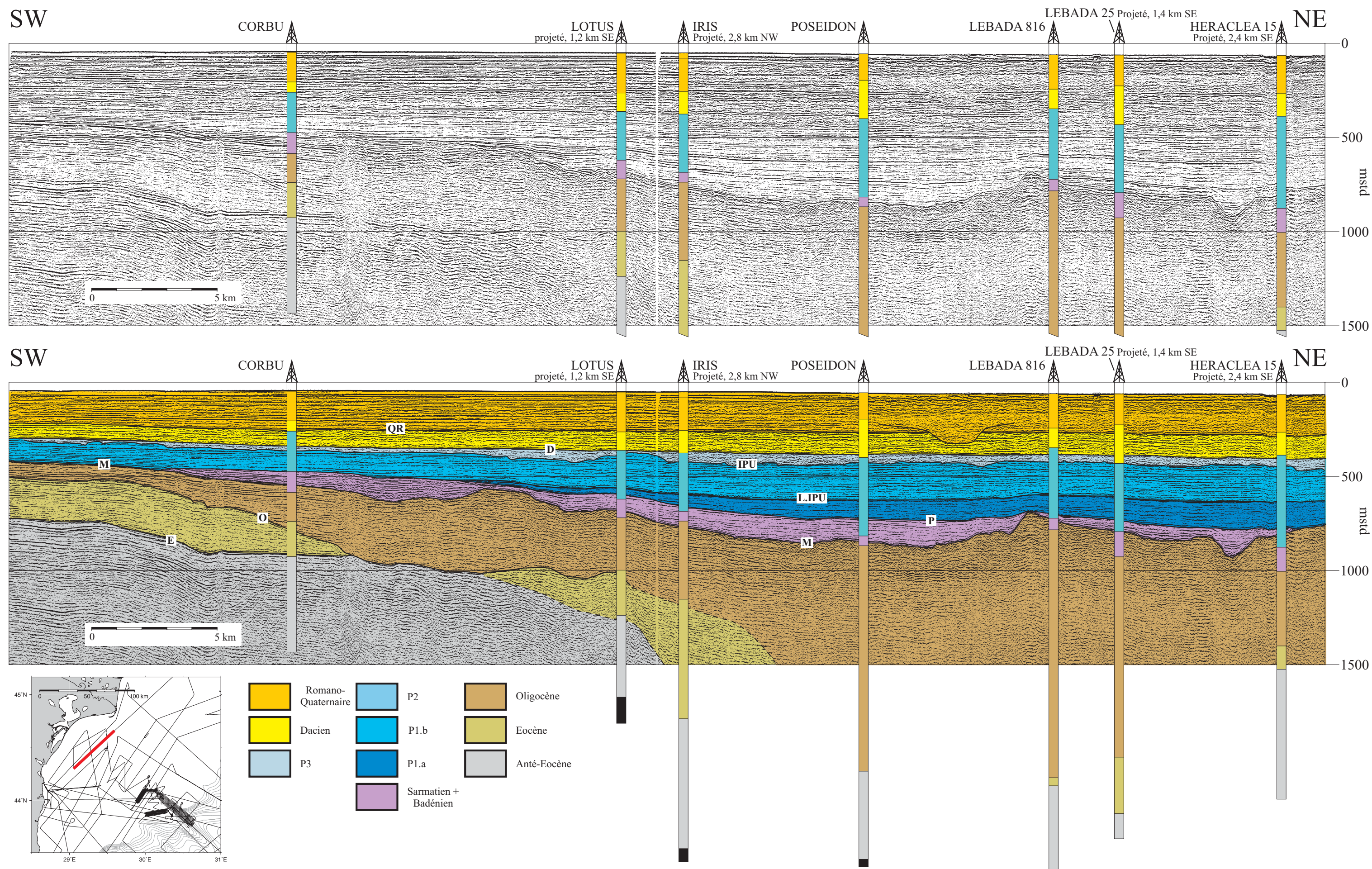
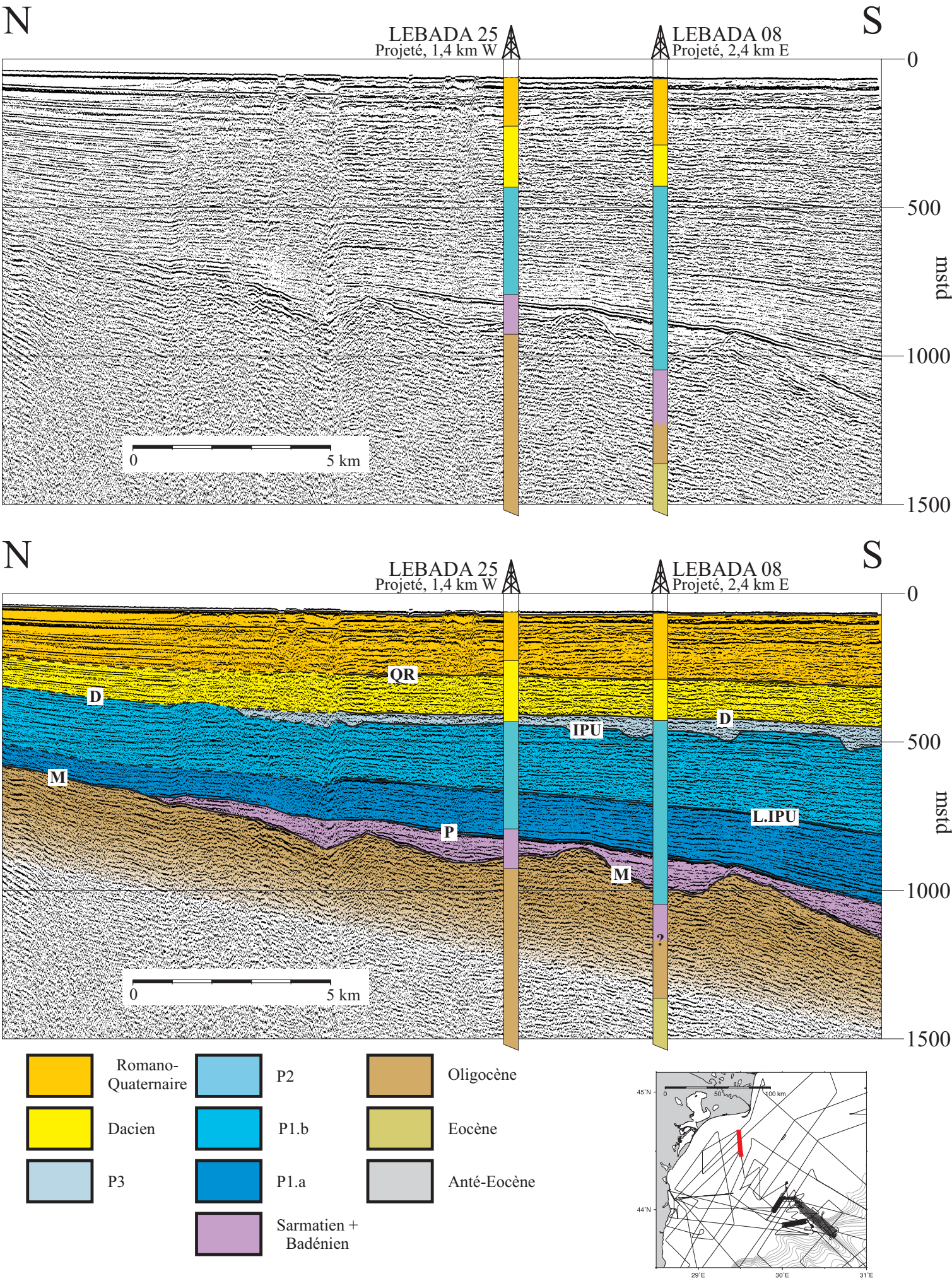


Figure III-19. Profil HR BlaSON b080 et son interprétation



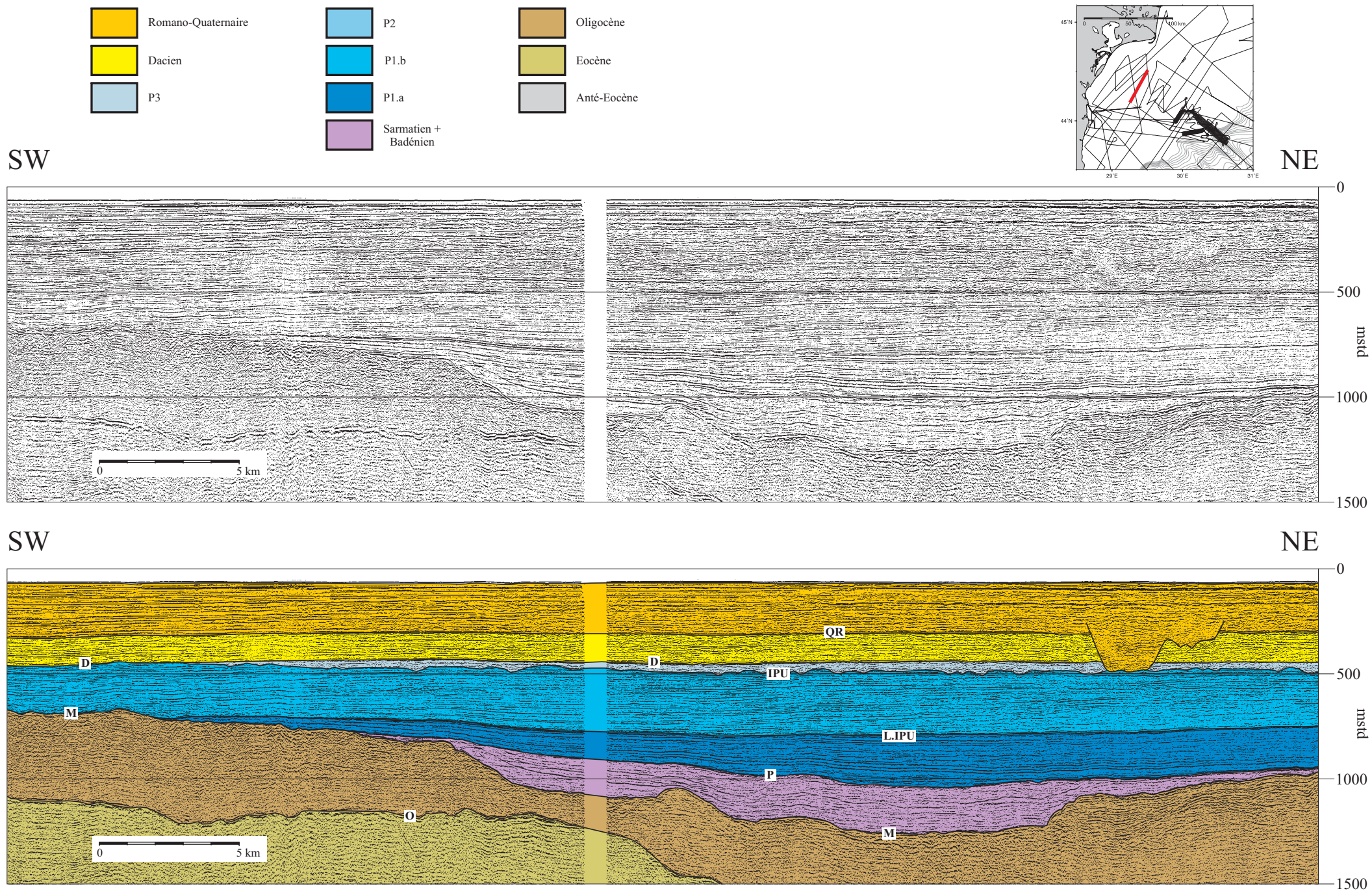


Figure III.21. Profil HR Blason b002 et son interprétation.

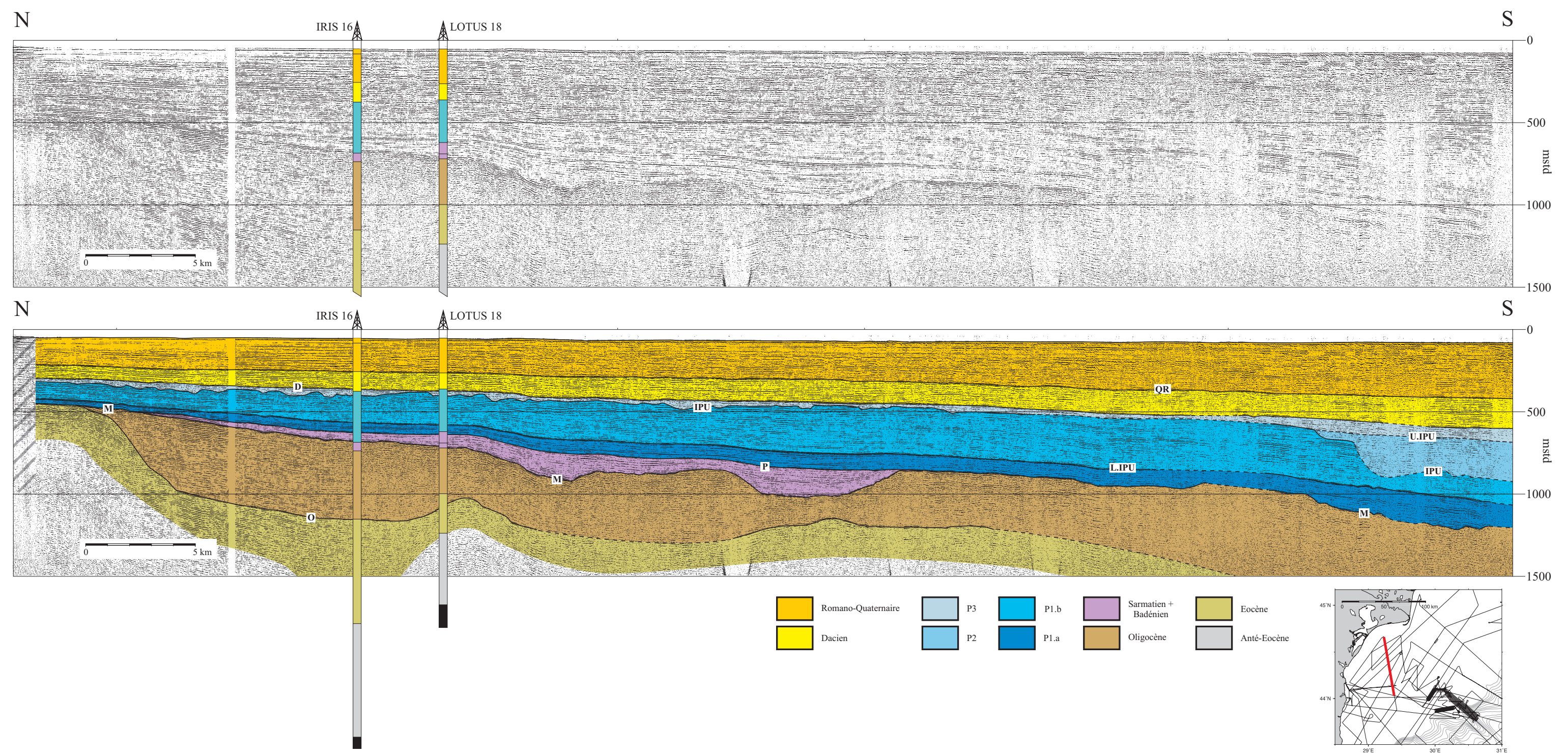


Figure III-22. Profil HR Blason b2.060 et son interprétation

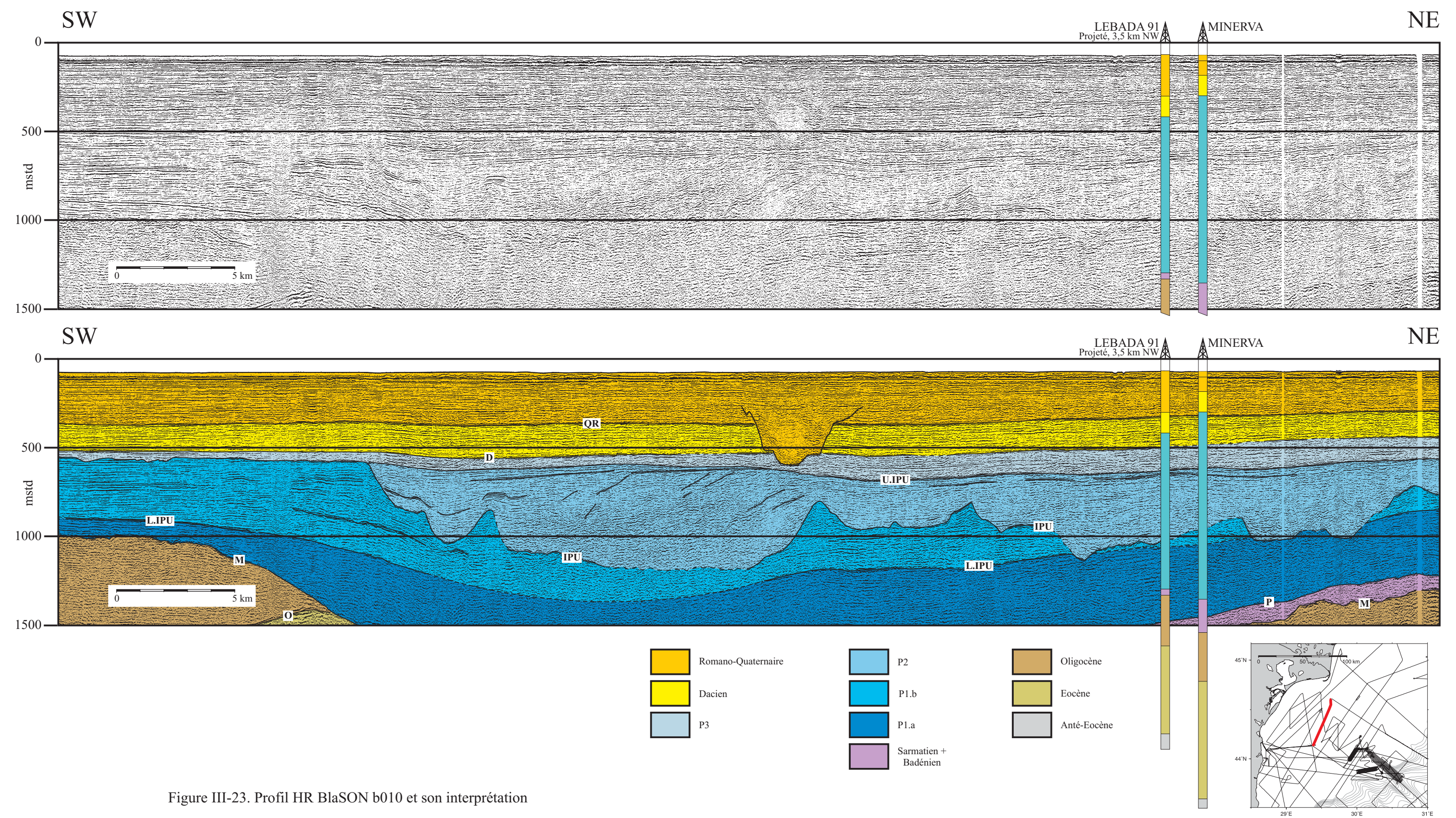


Figure III-23. Profil HR BlaSON b010 et son interprétation

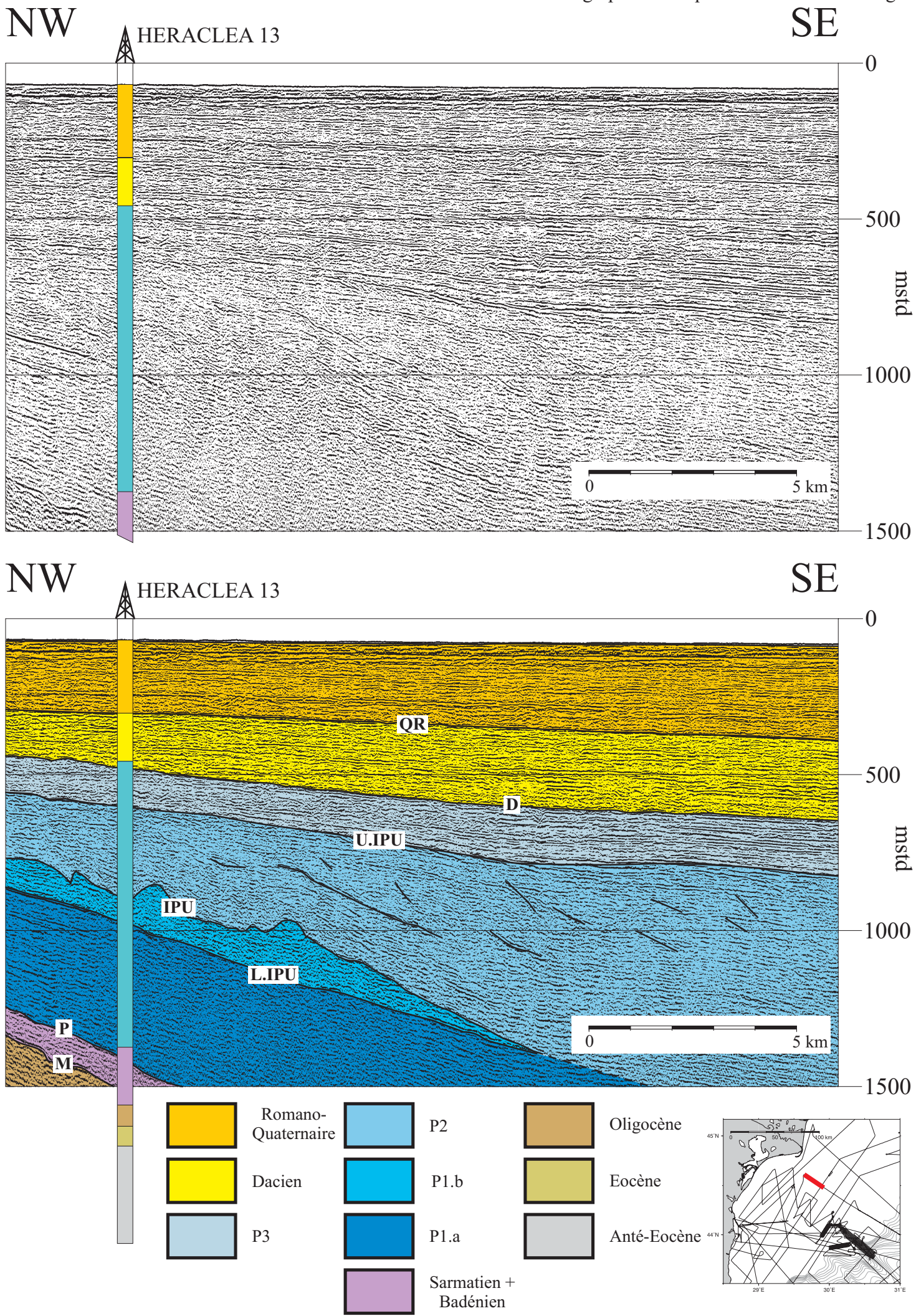
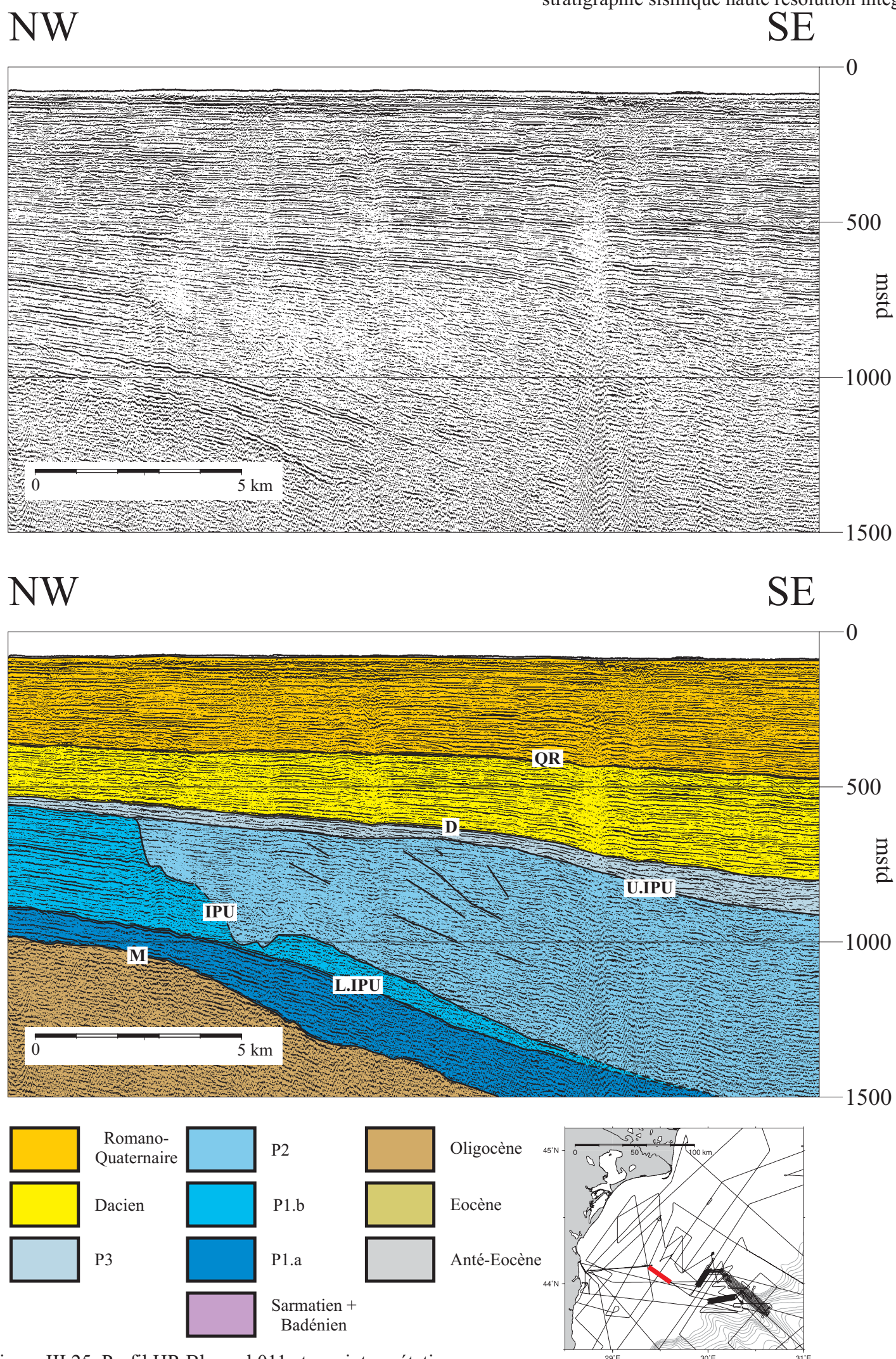
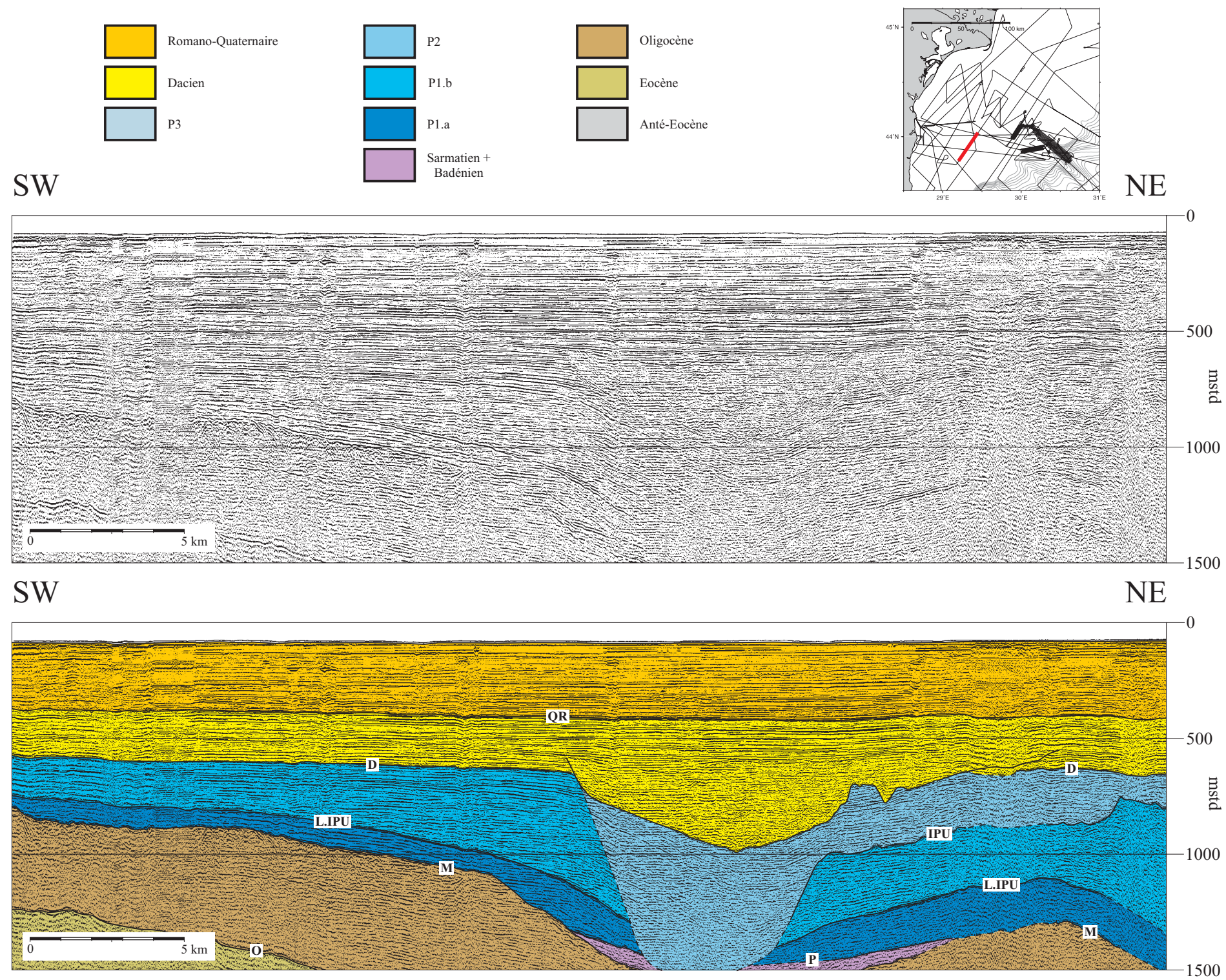


Figure III.24. Profil HR Blason b009 et son interprétation.





III-7.3.3. Zone Constantza

Au Sud-Ouest de la plate-forme roumano-ukrainienne, la zone Constantza se situe à l'aplomb d'un haut structural. Sa mince couverture sédimentaire tertiaire contraste en épaisseur avec le remplissage de la dépression d'Istria. Il n'existe pas de forage off-shore dans cette zone, le calage stratigraphique des unités sismiques est donc ici basé sur la corrélation latérale des réflecteurs depuis la zone Istria.

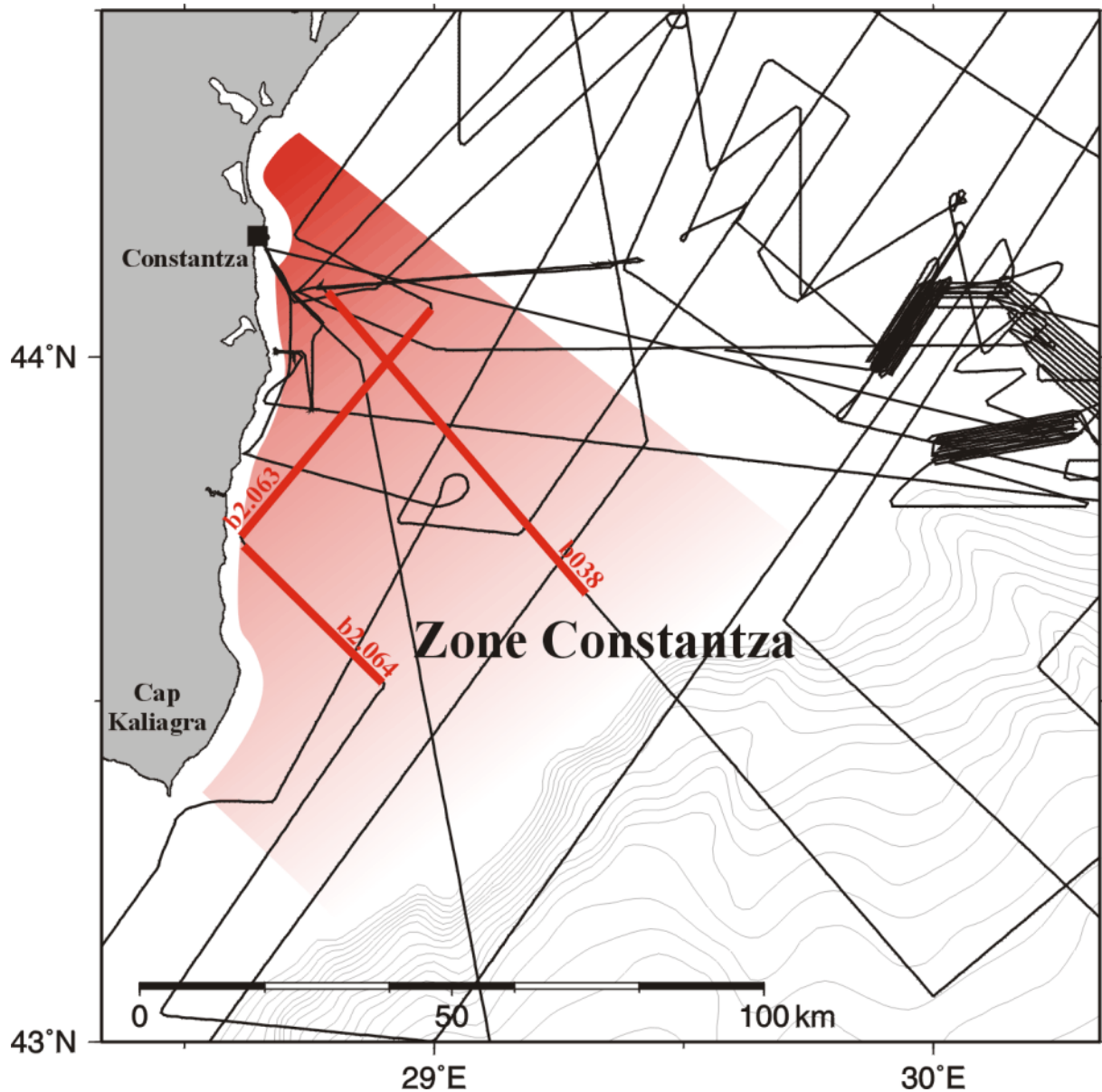


Figure III-27. Zone Constantza et profils HR présentés.

La discontinuité E, à la base de l'Eocène, n'a pas pu être reconnue dans cette zone. Ceci est essentiellement dû au manque de calage par forage, combiné à la moins bonne qualité des données dans cette zone (mauvais temps lors de l'acquisition).

L'unité éocène est omniprésente au niveau de la zone Constantza. L'épaisseur de cette séquence y reste cependant indéterminée puisque sa base (discontinuité E) n'est jamais identifiée. Enfouie sous 1500 ms de sédiments en position distale (Figure III-28), cette unité est sub-affleurante en position proximale (Figure III-29).

Comme sur la zone Istria, cette séquence est caractérisée par un faciès sismique de basse fréquence, présentant des réflecteurs subparallèles d'amplitude moyenne à forte, mais, du fait de la moins bonne qualité des données, la continuité des réflecteurs est ici très altérée.

La discontinuité O, à la base de l'Oligocène, constitue sur cette zone la plus ancienne discontinuité identifiée. L'incision de cette surface d'érosion est ici modérée. Elle présente en effet une morphologie relativement plane et régulière. L'apparent approfondissement en direction du large (Figure III-30 et Figure III-28) est probablement imputable en grande partie au seul effet de la subsidence. En position proximale, cette surface d'érosion est localement reprise par une discontinuité postérieure (M) (Figure III-28 et Figure III-29).

Comme sur la zone Istria, cette discontinuité est soulignée généralement à un réflecteur de forte amplitude et bonne continuité latérale. Elle peut cependant ici correspondre localement à des réflecteurs discontinus présentant une morphologie chaotique (Figure III-28).

L'unité oligocène, comparativement à la zone Istria, apparaît ici relativement peu épaisse. Par ailleurs, alors qu'elle était caractérisée dans la zone voisine par de brusques variations d'épaisseur, son épaisseur reste ici longitudinalement régulière (Figure III-29) et elle présente selon l'axe transversal un profil en prisme s'épaississant graduellement vers le large (de 0 à plus de 500 ms) illustrant l'effet de subsidence (Figure III-28 et Figure III-30). En position proximale, au Nord de la zone (Figure III-28 et Figure III-29), cette unité est biseautée par la surface d'érosion à son toit (M).

Le faciès sismique de cette unité présente ici les mêmes caractéristiques que dans la zone Istria: réflecteurs sub-parallèles, forte amplitude, continuité faible à médiocre.

La discontinuité M définit ici la base des séries néogènes et quaternaires. Sur une grande partie de la zone, elle constitue le contact discordant entre le Pontien et l'Oligocène. En position proximale (Figure III-29 et Figure III-30), cette surface d'érosion majeure est sub-affleurante (quelques mètres sous le fond) et matérialise alors la discordance entre les séries plio-quaternaires et paléocènes (éocènes ou oligocènes). Sur toute la moitié nord de la zone Constantza, elle correspond au terme composite maximum de cette surface d'érosion (incluant alors les phases successives M, P et L.IPU). Seule la discontinuité L.IPU se différencie de cette surface composite en position distale (Figure III-28).

Comme sur la zone Istria, la surface d'érosion composite M correspond au réflecteur le plus marqué des données HR. Sa signature sismique est sensiblement la même que sur la zone voisine (forte amplitude et continuité latérale excellente).

L'unité badéno-sarmatienne est complètement absente de cette zone.

La discontinuité P n'est pas différenciée dans cette zone. Elle correspond exclusivement ici à l'un des éléments de la surface composite M.

L'unité pontienne, lorsqu'elle est présente dans cette zone, repose donc en discordance (discontinuité M) directement sur l'Oligocène (Figure III-28, Figure III-29 et Figure III-30). De plus, seules les sous-unités P1.a et P1.b, séparées par la discontinuité L.IPU, y sont reconnues.

L'unité P1.a est comprise entre les discontinuités M et L.IPU. Etant érodée à son toit par L.IPU, son extension géographique est limitée à la partie distale de la zone Constantza. Par rapport à la zone Istria, cette unité apparaît ici relativement réduite en épaisseur (au maximum 200 ms sur le profil transverse b038, Figure III-28).

Son faciès sismique reste inchangé : basse fréquence, amplitude modérée, continuité passable, *onlap* des réflecteurs internes sur la discontinuité basale M.

La discontinuité L.IPU, comme nous l'avons vu, n'est différenciée qu'en position distale (Figure III-28). Elle marque alors la limite entre les unités P1.a et P1.b. et présente la même morphologie plane et la même signature sismique que sur la zone Istria.

Vers la côte, cette discontinuité tangente puis s'intègre à la surface d'érosion composite M (Figure III-28).

L'unité P1.b est limitée à sa base par la discontinuité M en position proximale et la discontinuité L.IPU en position distale. L'horizon D constitue son toit. Son extension géographique sur la plate-forme est plus vaste que celle de l'unité sous-jacente P1.a, cependant en position proximale, l'unité P1.b devient pelliculaire puis disparaît (Figure III-29 et Figure III-30).

La principale particularité de la zone Constantza est que la discontinuité **IPU** y est absente. Nous n'y avons en effet relevé aucune trace d'incision relative à cette phase d'érosion intra-pontienne majeure. La discontinuité **U.IPU** qui lui est associée sur la zone Istria voisine, ainsi que les unités **P2** et **P3** qu'elles définissent, sont par conséquent également absentes de cette zone.

L'horizon D propagé latéralement depuis la zone Istria délimite ici les unités P1.b et dacienne. Bien qu'il y ait concordance apparente entre ces deux unités, l'horizon D correspond, en terme de stratigraphie, à un hiatus de non dépôt (lacune des unités P2 et P3) et doit donc être ici interprété comme une discontinuité stratigraphique (limite de séquence).

Le réflecteur correspondant, de forte amplitude et bonne continuité, est longitudinalement subhorizontal et présente transversalement un léger pendage vers le large (subsidence ?). Il repose en *onlap* sur la discontinuité composite M en position proximale (Figure III-29 et Figure III-30).

L'unité dacienne est quasiment omniprésente. Elle est absente seulement en position proximale où elle se biseaute en *onlap* sur la surface M (Figure III-29). Son épaisseur varie de 0 à 250 ms de la côte vers le large. Contrairement à la zone Istria, elle ne révèle ici aucun canyon isolé.

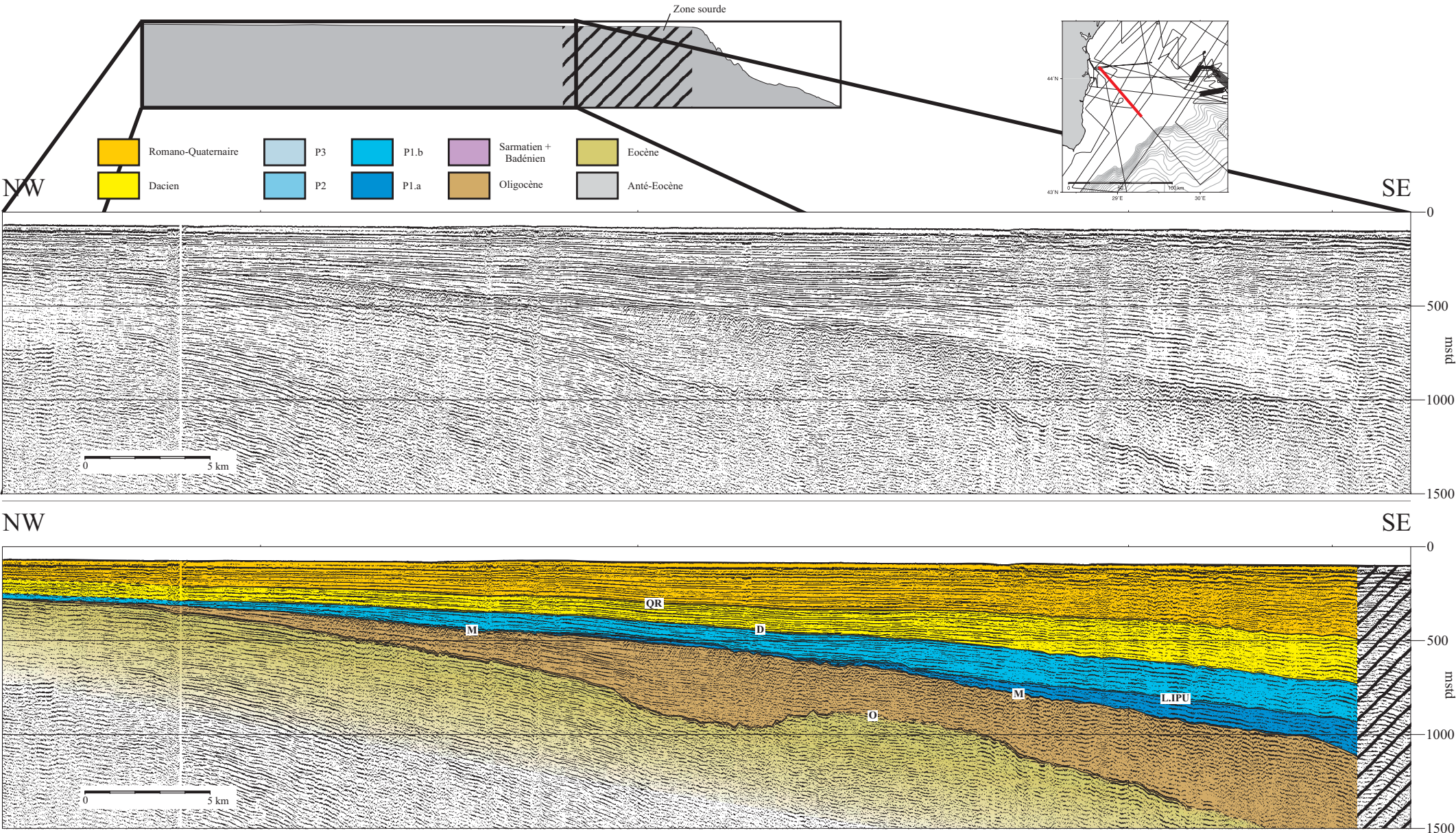
Le faciès sismique de cette unité est celui de l'unité sommitale décrite sur la zone Istria (faciès hautes fréquences à réflecteurs horizontaux parallèles d'amplitude de forte amplitude mais de continuité bonne à médiocre)

L'horizon QR marque la limite concordante entre les unités daciennes et romano-quaternaire. Cet horizon comme le précédent repose en *onlap* sur la discontinuité M en

position proximale. Sa signature sismique reste inchangée : réflecteur de forte amplitude plus ou moins continu.

L'unité romano-quaternaire est omniprésente. Comme l'unité sous-jacente, en position proximale, elle repose en *onlap* sur la discontinuité M. Au plus près de la côte, la surface d'érosion M est sub-affleurante et l'unité romano-quaternaire n'est alors épaisse que de quelques mètres (Figure III-29 et Figure III-30). Elle s'épaissit graduellement vers le large jusqu'à 400 ms en position distale (Figure III-28). Il n'y a pas dans cette zone de canyon contemporain à celui découvert dans cette unité sur la zone Istria.

Le faciès sismique est celui de l'unité sommitale décrite sur la zone Istria.



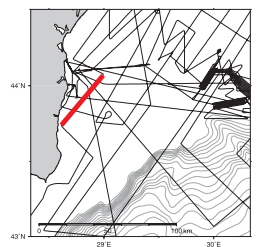
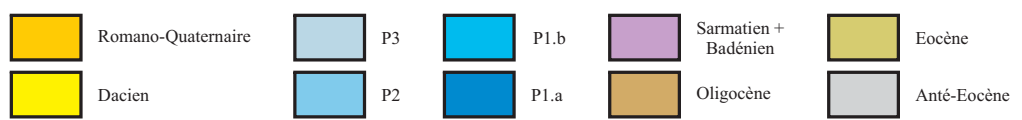
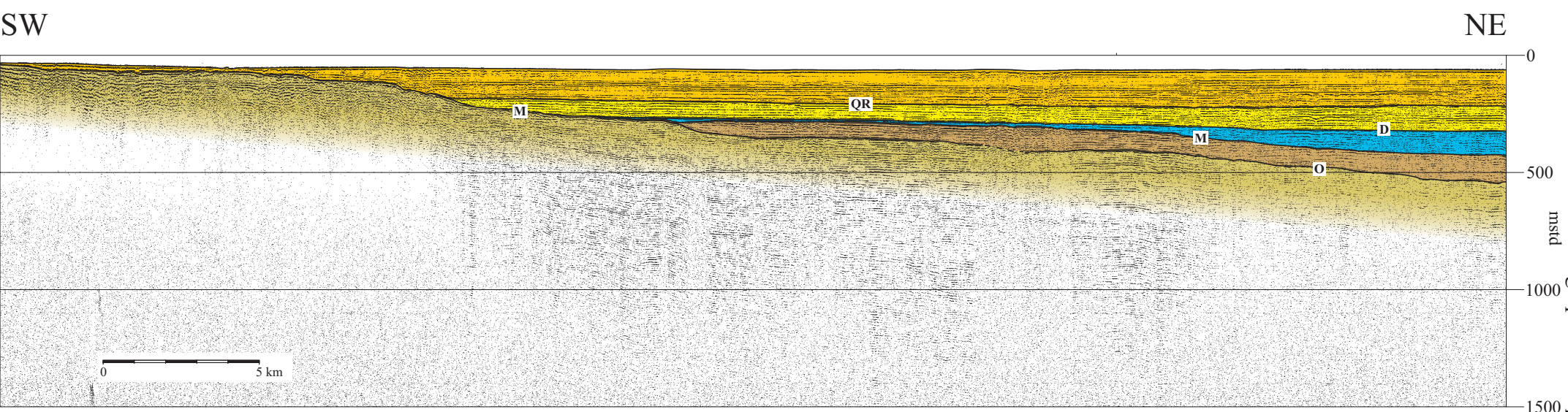
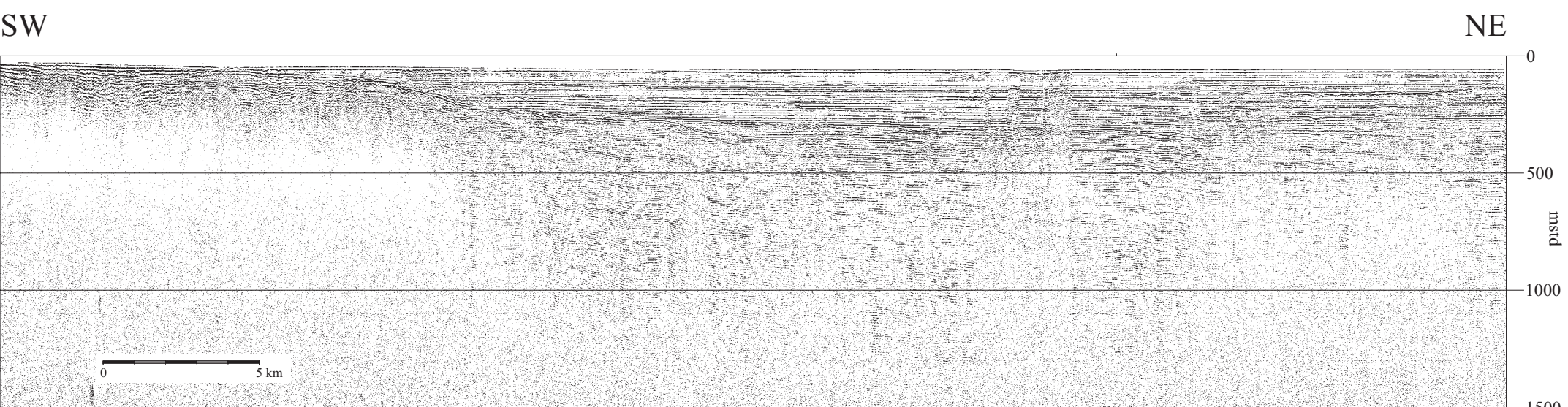


Figure III.29. Profil HR Blason b2.063 et son interprétation.

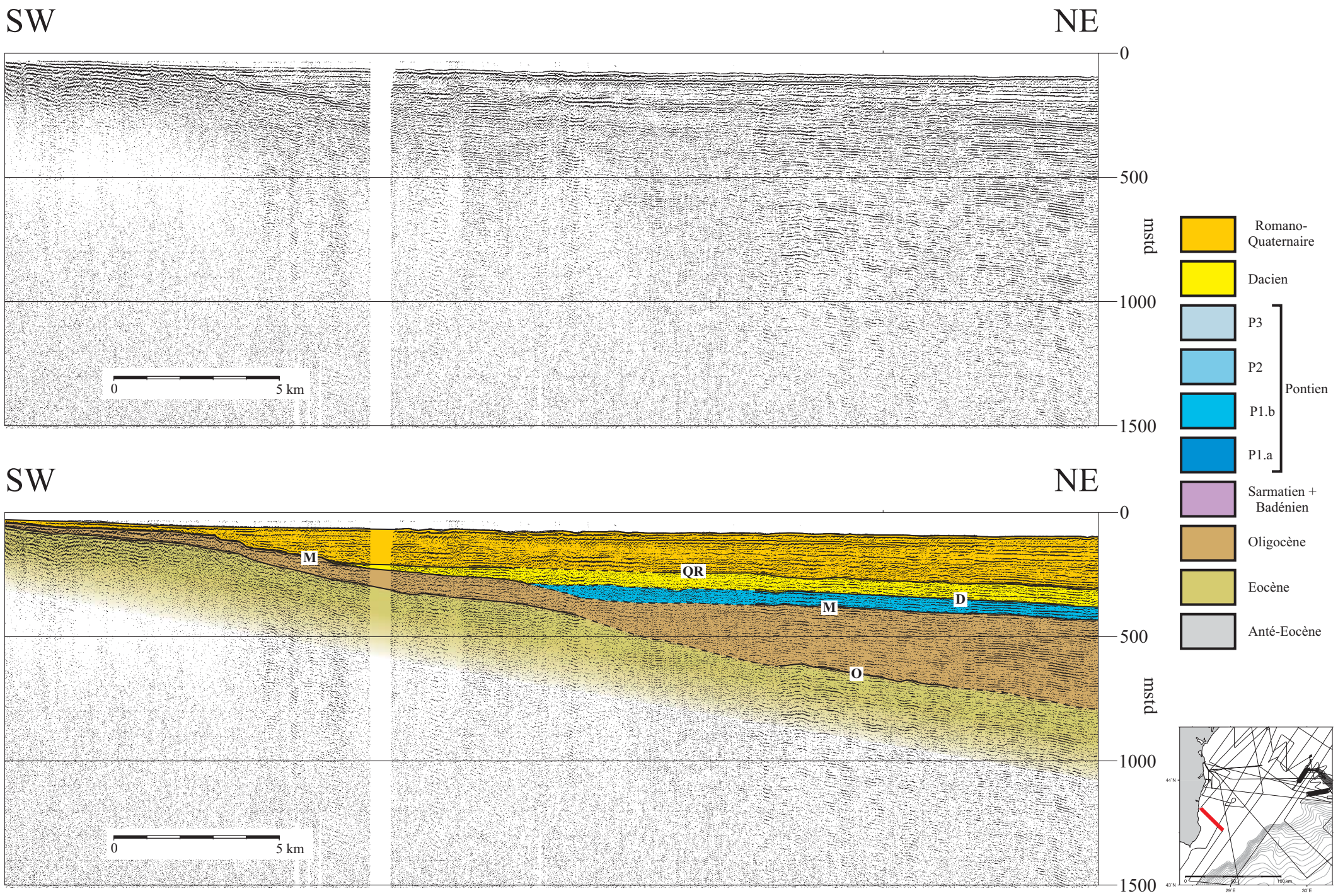


Figure III.30. Profil HR Blason b2.064 et son interprétation.

III-7.3.4. Zone Kalamit

Au Nord-est des deux zones précédemment examinées, la zone Kalamit s'étend entre le delta du Danube et la Crimée (Figure III-31). Cette dernière zone d'étude du plateau roumano-ukrainien tire son nom du haut structural à l'aplomb duquel elle se situe et que nous avons jusqu'à présent appelé Ride de Kalamit. Cette appellation est en fait abusive, car dans le détail ce horst se révèle être une association complexe entre deux hauts structuraux - à l'Est, la ride Kalamit proprement dite et à l'Ouest, un ensemble de blocs soulevés (dont l'uplift de l'île aux Serpents) - séparés par le graben de Shtormavaya (Figure III-32).

Du fait de la structure particulière du socle à cet endroit, le remplissage sédimentaire tertiaire se trouve affecté par d'importantes variations latérales d'épaisseur.

Comme pour la zone Constantza, nous n'avons eu ici accès à aucune information de forages. Le calage stratigraphique des unités sismiques est donc basé sur la corrélation latérale des réflecteurs depuis la zone Istria.

La discontinuité E, à la base de séries post-rift, est identifiée ici seulement à l'aplomb des hauts du socle, c'est à dire, de part et d'autre de la zone, au niveau de la ride Kalamit, au large de la Crimée, et au niveau des blocs soulevés au large du delta du Danube.

Sur la ride Kalamit (Figure III-42), la surface d'érosion E, différenciée, plonge vers le Nord dans le graben de Shtormavaya. Le substratum anté-éocène culmine ici à 1000 ms sous la couverture sédimentaire tertiaire.

Au débouché du Danube, le socle affleure au niveau de l'île aux Serpents (C. Dinu, communication personnelle). Cette île se trouve sur un compartiment soulevé (uplift de l'île aux Serpents), délimité par deux failles profondes, recoupé au large par les profils b080 et b081 (Figure III-33 et Figure III-34). Sur ces profils, la couverture sédimentaire tertiaire se réduit localement à 350 ms d'épaisseur.

Au sommet de ce horst, la discontinuité E est reprise par les phases d'érosion postérieures (O, M et L.IPU). Elle se différencie en direction du bassin de la mer Noire dans lequel elle plonge plus au Sud (Figure III-33 et Figure III-35).

En dehors de ces deux secteurs, et en particulier à l'aplomb du graben Shtormavaya, la discontinuité E plonge au delà du pouvoir de pénétration de l'outil HR.

Cette discontinuité correspond dans cette zone à un réflecteur d'amplitude forte mais dont la continuité se dégrade rapidement avec la profondeur.

L'unité éocène, limitée par les discontinuités E et O, n'est identifiée dans son intégralité qu'au niveau des hauts structuraux, sur lesquels elle repose en *onlap*. Son épaisseur atteint rapidement plusieurs centaines de ms. Sur le reste de la zone, cette unité n'est identifiée que partiellement, et son épaisseur, que l'on peut cependant supposer localement supérieure à 500 ms, reste la plupart du temps indéterminée.

Le faciès sismique de cette unité présente ici les mêmes caractéristiques que dans les zones précédemment investiguées: basse fréquence, réflecteurs subparallèles d'amplitude moyenne à forte de continuité latérale médiocre.

La discontinuité O, comme la discontinuité précédente, n'est identifiée que sur les flancs des hauts structuraux. Elle est reprise en position proximale par les discontinuité sus-jacente (M et L.IPU)(Figure III-33, Figure III-34 et Figure III-36). Cette surface d'érosion, à la base de l'Oligocène, plonge rapidement dans le graben de Shtormavaya, au Nord-est de la zone (Figure III-37 et Figure III-42).

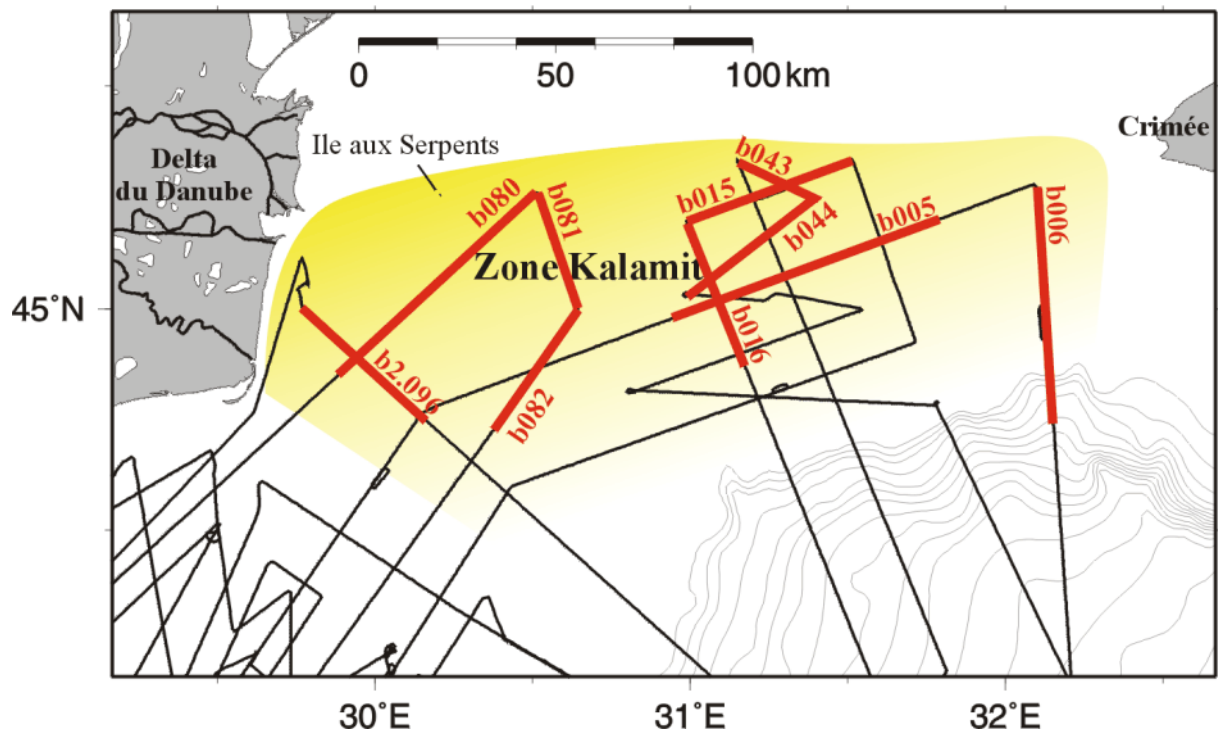
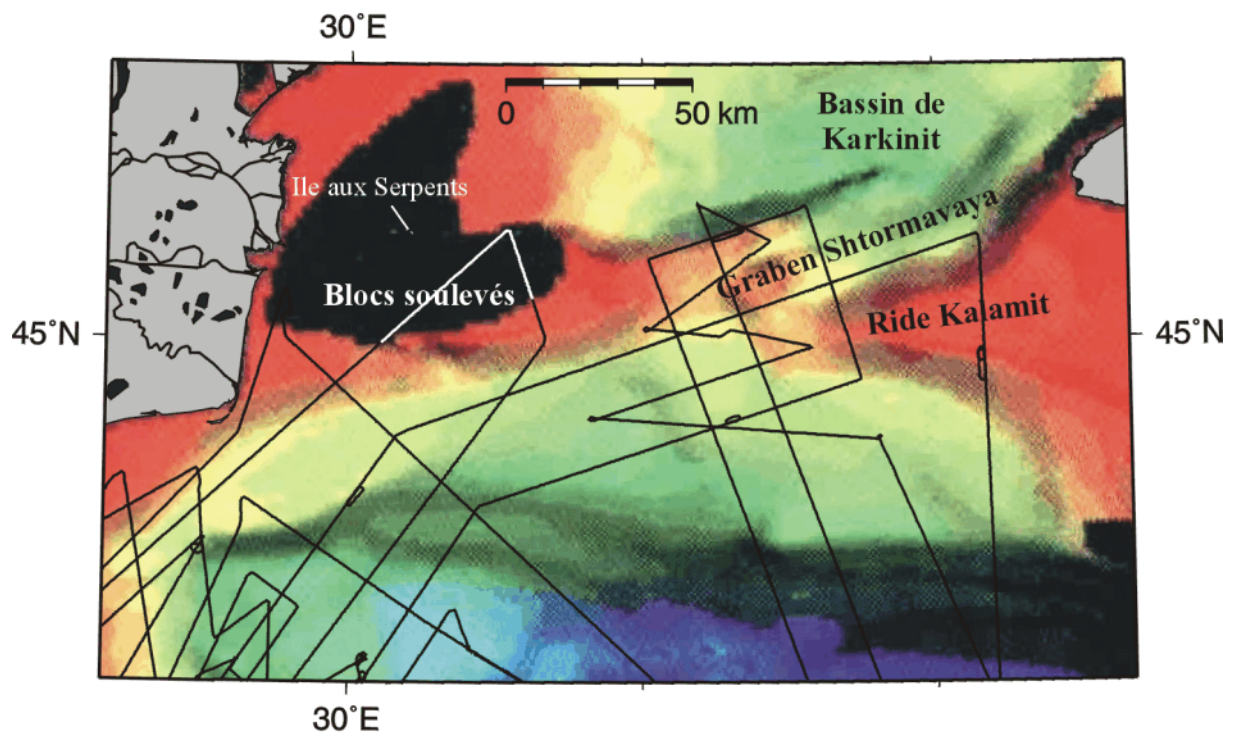


Figure III-31. Zone Kalamit et profils HR présentés.

Figure III-32. Interprétation structurale d'après la carte de la *Break-up unconformity*, modifiée de [Robinson et al., 1996].

En position distale, elle plonge cette fois au sein du bassin profond de la mer Noire occidentale (Figure III-35 et Figure III-40). Une nouvelle fois la morphologie de cette surface d'érosion semble profondément influencée par la structure profonde de la zone en horst et graben.

Comme sur le reste de la plate-forme roumano-ukrainienne, cette discontinuité est soulignée généralement à un réflecteur de forte amplitude et relativement bonne continuité latérale.

L'unité oligocène constitue, au centre de la zone, une séquence épaisse (plus de 1000 ms) (Figure III-41), qui assure l'essentiel du comblement du graben de Shtormavaya. Cette unité repose en *onlap* sur l'unité éocène. A l'aplomb des hauts structuraux situés de part et d'autre du graben, elle s'amincit progressivement avant d'être biseautée par la surface d'érosion qui se trouve à son toit (discontinuité M) en position proximale (Figure III-33, Figure III-35, Figure III-36 et Figure III-42).

Comme sur les deux zones précédentes, le faciès sismique de cette unité est caractérisé par des réflecteurs sub-parallèles de forte amplitude mais de continuité faible à médiocre.

La discontinuité M définit ici exclusivement la base des séries miocènes. Comme ailleurs sur la plate-forme, elle correspond à la discontinuité sismique la plus évidente. Elle est là aussi soulignée par un réflecteur de forte amplitude et de continuité latérale excellente, accompagné de nombreuses hyperboles de diffraction, d'un fort contraste de faciès sismique et présente des troncatures d'érosion évidentes à son sommet. Cependant le contraste de faciès acoustique paraît sur cette zone localement moins marqué que sur le reste de la plate-forme roumano-ukrainienne.

Par ailleurs, alors que sur les deux zones précédemment examinées, la discontinuité M correspondait en général à une surface d'érosion composite intégrant les phases d'érosion successives M, P et L.IPU, elle ne correspond généralement sur cette zone, qu'au premier terme individualisé (phase M) de cette série composite de discontinuités. Elle matérialise alors la limite discordante entre l'unité badéno-sarmatienne et les séries oligocènes. Toutefois, en position proximale (Figure III-42) et dans le secteur où culminent les hauts du socle (Figure III-33 et Figure III-34), cette surface d'érosion est systématiquement reprise par les discontinuités érosives sus-jacentes (P et L.IPU) et devient composite.

La discontinuité M dans sa partie individualisée constitue la limite entre les unités oligocène et badéno-sarmatienne et correspond au hiatus érosif couvrant le Miocène inférieur (Aquitainien - Burdigalien). La morphologie de cette surface d'érosion semble influencée par la structure profonde de la zone. A l'aplomb de la jonction entre la ride de Kalamit et le graben de Shtormavaya, qui a sûrement constitué une zone d'érosion préférentielle, cette surface définit en effet une vaste dépression s'ouvrant sur le bassin, profonde au niveau du profil b005 de 500 ms (Figure III-41). Comme sur la zone Istria, cette surface présente de nombreuses incisions d'ordre secondaire, de quelques dizaines de ms de profondeur.

L'unité badéno-sarmatienne est quasiment omniprésente sur la zone Kalamit. En position proximale au large de la Crimée et du delta du Danube, elle est néanmoins biseautée à son toit par la surface d'érosion P.

Contrairement aux deux zones précédemment examinées, où elle était réduite et même régulièrement absente, cette unité est ici relativement épaisse. Au sein de la dépression définie à sa base par la surface d'érosion M, elle atteint localement une épaisseur de 500 ms.

Comme sur le reste de la plate-forme, cette unité se caractérise par des réflecteurs internes de basse fréquence, d'amplitude forte à modérée et de continuité passable qui reposent en *onlap* sur la discontinuité M.

La discontinuité P, à la base du Pontien, est une surface d'érosion correspondant au hiatus stratigraphique méotien (Miocène supérieur). Partie intégrante de la surface composite M sur une grande partie des zones précédemment examinées, elle est ici le plus souvent différenciée. A l'approche des hauts structuraux, elle est toutefois systématiquement reprise par la surface d'érosion L.IPU sus-jacente.

D'un point de vue morphologique, cette surface d'érosion présente sur cette zone une caractéristique inhabituelle. Relativement plane et régulière sur l'ensemble de la zone, comme sur l'ensemble de la plate-forme, elle correspond cependant localement au creusement d'un canyon marqué (Figure III-37, Figure III-38 et Figure III-41). Ce canyon orienté Nord-Sud, s'approfondit et s'élargit en direction du bassin profond. Large de 7,5 km et profond de 250 ms en amont (Figure III-37), il atteint en aval plus de 15 km de largeur (Figure III-41) pour 300 ms de profondeur (Figure III-38). Comme la dépression sous-jacente (discontinuité M), il se situe à l'aplomb de la zone d'érosion préférentielle que constitue la jonction entre la ride Kalamit et le graben Shtormavaya. Il est intéressant de noter par ailleurs que ce canyon suit un tracé proche de celui de l'impressionnant canyon présent dans les séries romano-quaternaires (voir plus loin).

Comme sur le reste de la plate-forme, la discontinuité P, dans sa partie individualisée, est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude et de continuité latérale bonne à moyenne.

L'unité pontienne est omniprésente sur la zone Kalamit. Elle y repose généralement en discordance (discontinuité P) sur l'unité badéno-sarmatienne, sauf à l'aplomb des secteurs où culminent les hauts structuraux et où elle repose alors en discordance directement sur l'Éocène ou le Crétacé. Toutes les sous-unités P1.a, P1.b, P2 et P3, délimitées par les discontinuités internes L.IPU, IPU et U.IPU, ont été ici reconnues.

L'unité P1.a repose en *onlap* sur la discontinuité P en position distale, et sur la portion composite de la surface d'érosion M en position proximale. Cette unité est relativement épaisse en position distale (400 ms) (Figure III-36 et Figure III-40), mais s'amincit au fur et à mesure que l'on remonte sur le plateau. Enfin, elle se biseaute en position proximale (érodée par la surface L.IPU à son toit).

Il est à noter que ces séries comblent entièrement le singulier canyon défini par la discontinuité P.

Son faciès sismique reste inchangé : basse fréquence, amplitude modérée, continuité passable, *onlap* des réflecteurs internes sur les discontinuités basales P et M.

La discontinuité L.IPU est généralement différenciée sur la zone Kalamit. En remontant sur la plate-forme, elle reprend tangentiellement la discontinuité sous-jacente P, puis s'intègre à la surface composite M en position proximale. Elle clôt ainsi la succession de phases d'érosion à l'origine de cette surface polyphasée.

Elle conserve ici, comme sur le reste de la plate-forme, une morphologie plane, présentant un léger pendage vers le centre du bassin (effet de subsidence essentiellement).

Comme sur la zone Istria, elle est soulignée dans sa portion individualisée par un réflecteur correspondant à un fort contraste d'impédance de continuité latérale relativement bonne.

L'unité P1.b, coïncée entre les discontinuité L.IPU et IPU, correspond sur la zone à une séquence d'épaisseur relativement réduite. Elle reste cependant omniprésente. Son épaisseur varie sur la zone de quelques dizaines de ms, au niveau des hauts structuraux (Figure III-33 et Figure III-34), à une centaine de ms en position plus distale (Figure III-41).

Le faciès sismique de cette unité présente ici les mêmes caractéristiques que dans la zone Istria: fréquence relativement élevée, réflecteurs de forte impédance présentant une continuité latérale bonne à médiocre. Cependant, alors que les réflecteurs internes reposaient en *downlap* sur la base de cette unité dans la zone Istria, ceux-ci semblent reposer ici simplement en *onlap* sur la discontinuité basale L.IPU.

La discontinuité IPU, de par son extension géographique limitée, sa faible signature sismique et les différents degrés d'incision qu'elle présente, s'est révélée sur la zone Istria comme une surface d'érosion remarquable. Sur la zone Kalamit, on retrouve les caractéristiques singulières de l'IPU, dans un secteur cependant restreint au voisinage immédiat de la zone Istria.

En position proximale, à l'extrémité ouest de la zone Kalamit (Figure III-33 et Figure III-36), la discontinuité IPU se poursuit depuis la zone Istria en une surface d'incision superficielle. Plus à l'Est, aux abords de l'axe défini par les hauts structuraux situés entre la Crimée et le delta du Danube, ces incisions mineures disparaissent et se prolongent en un horizon sismique quelconque.

Toujours au voisinage de la zone Istria, mais en position distale cette fois (Figure III-35), la discontinuité IPU correspond à un fort contraste latéral de faciès au sein des épaisses séries pontiennes (la transition est cependant relativement diffuse et on n'observe pas ici de discontinuité sismique nette). Cette transition s'apparente à celle observée sur la zone Istria voisine, entre les unités P1 (faciès lité) et l'unité P2 (faciès chaotique) venant en remplissage des profonds canyons creusés par l'IPU. Au regard de ces arguments, nous considérerons, bien que ses limites soient mal définies, que l'extrémité ouest des séries pontiennes sur le profil b082 (Figure III-35) correspond au flanc d'un profond canyon de la phase érosive IPU.

La répartition géographique extrêmement restreinte de la surface d'érosion IPU (sous ces deux aspects) sur la zone Kalamit, correspond à la terminaison orientale du couloir érosif s'ouvrant sur le bassin profond et précédemment défini sur la zone Istria.

Sur le reste de la zone Kalamit, l'IPU ne correspond pas à une surface d'érosion, mais à un simple horizon sismique (à interpréter cependant comme une limite de séquence) que l'on suit latéralement d'Ouest en Est, depuis le voisinage de la zone Istria.

L'unité P2 a été décrite sur la zone Istria comme l'unité comblant les profondes incisions définies par la surface d'érosion IPU. Sa répartition est directement liée à l'extension géographique de canyons correspondant à l'IPU. Sur la zone Kalamit, la répartition géographique de cette unité est donc restreinte au secteur distal situé au voisinage immédiat de la zone Istria (Figure III-35).

L'identification de cette unité est ici basée sur la reconnaissance de son faciès sismique, tel que nous l'avions décrit dans la zone Istria : faciès relativement chaotique présentant quelques réflecteurs internes fortement obliques, de faible amplitude et discontinus.

La discontinuité U.IPU constitue le toit de l'unité P2. Sa répartition géographique est donc limitée au secteur décrit ci-dessus. Comme sur la zone Istria, cette discontinuité revêt ici un caractère singulier. Elle n'est matérialisée par aucun réflecteur distinct et est soulignée exclusivement par un franc contraste de faciès entre les unités P2 et P3 et par l'apparente terminaison en *downlap* des réflecteurs internes à cette dernière unité.

Rappelons que les trois dernières unités (Unité P3, dacienne et romano-quaternaire) n'ont qu'une valeur chronostratigraphique et constituent une seule et unique séquence sismique sommitale. Les limites D et OR qui y sont définies ne sont basées que sur les informations de forages disponibles dans la zone Istria et n'ont aucune signification en stratigraphie séquentielle.

L'unité stratigraphique P3 est omniprésente sur la zone Kalamit. Il s'agit d'une unité relativement épaisse (de 100 à 300 ms) qui scelle en position distale le remplissage (P2) des canyons IPU et comble en amont la zone d'incision superficielle créée lors de la même phase d'érosion.

Le faciès sismique de cette unité est celui de l'unité sommitale décrite sur la zone Istria: haute fréquence, réflecteurs horizontaux parallèles de forte amplitude, continuité bonne à médiocre. A ces réflecteurs internes se mêlent quelques multiples résiduels du fond.

L'horizon D suivi latéralement depuis la zone Istria est relativement discontinu sur la zone Kalamit.

L'unité stratigraphique dacienne limitée par les horizons D et QR est présente sur toute la zone considérée. Son épaisseur varie de 50 à 200 ms des profils proximaux vers ceux les plus distaux. Contrairement à la zone Istria, elle ne présente pas ici de canyon.

Le faciès sismique de cette unité est celui de l'unité sommitale décrite sur la zone Istria: haute fréquence, réflecteurs horizontaux parallèles de forte amplitude, continuité bonne à médiocre.

L'horizon QR, suivi latéralement depuis la zone Istria, marque la base de l'unité romano-quaternaire. Sa signature sismique reste inchangée : réflecteur de forte amplitude plus ou moins continu.

L'unité stratigraphique romano-quaternaire est omniprésente. Elle s'épaissit en direction du bassin en passant de 100 à 300 ms d'épaisseur.

Comme sur la zone Istria, cette unité est incisée par un profond canyon. Il s'agit d'un canyon récent, contemporain de celui décrit dans cette unité sur la zone Istria. Ce canyon orienté Nord-Sud, s'approfondit et s'élargit en direction du bassin profond. Celui-ci se distingue cependant par ses dimensions exceptionnelles: large de 5,5 km et profond de 425 ms en amont de la zone (Figure III-37), il atteint, 20 km plus en aval, 12 km de largeur pour 800 ms de profondeur (Figure III-41). La présence de nombreuses discontinuités érosives au sein du remplissage de ce canyon, suggère que le creusement de celui-ci a été polyphasé.

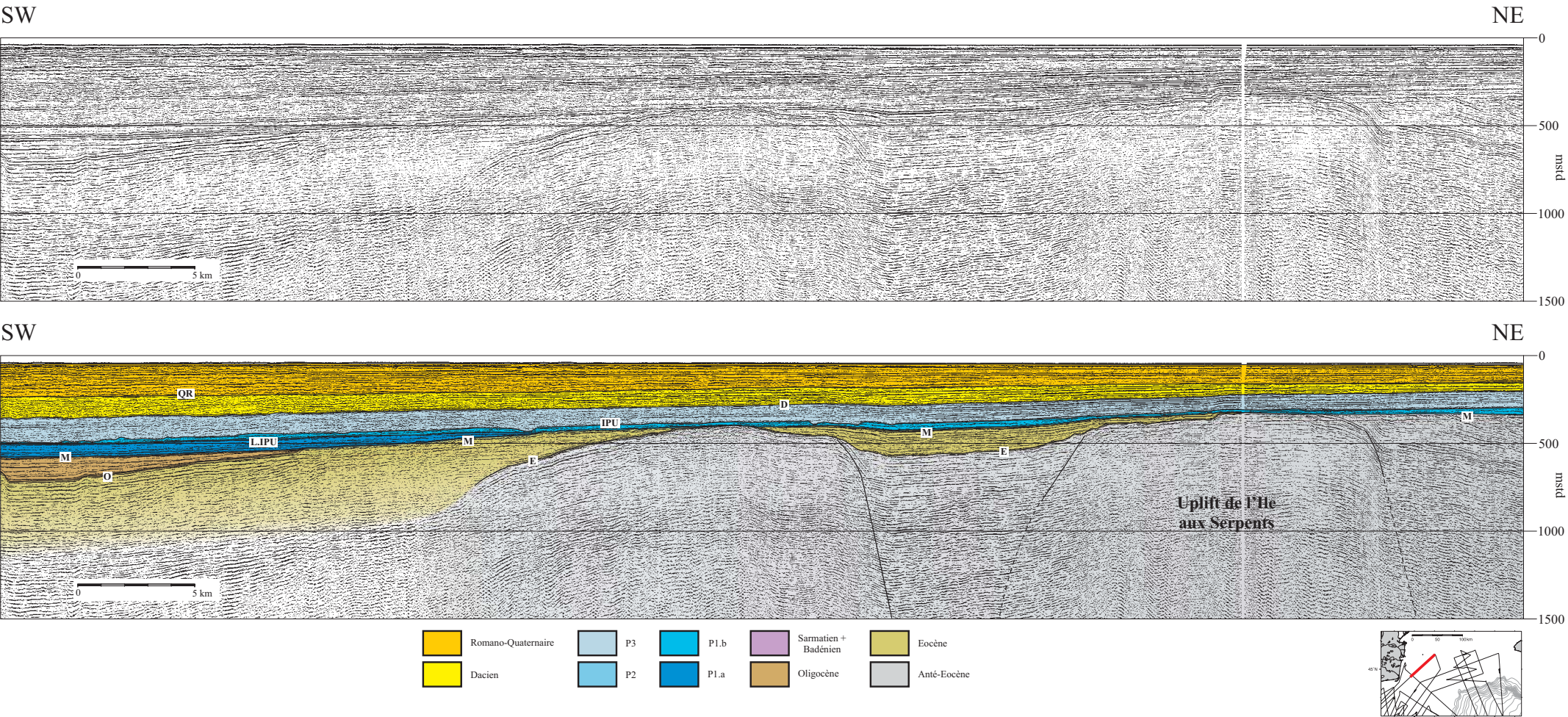


Figure III.33. Profil HR Blason b080 et son interprétation.

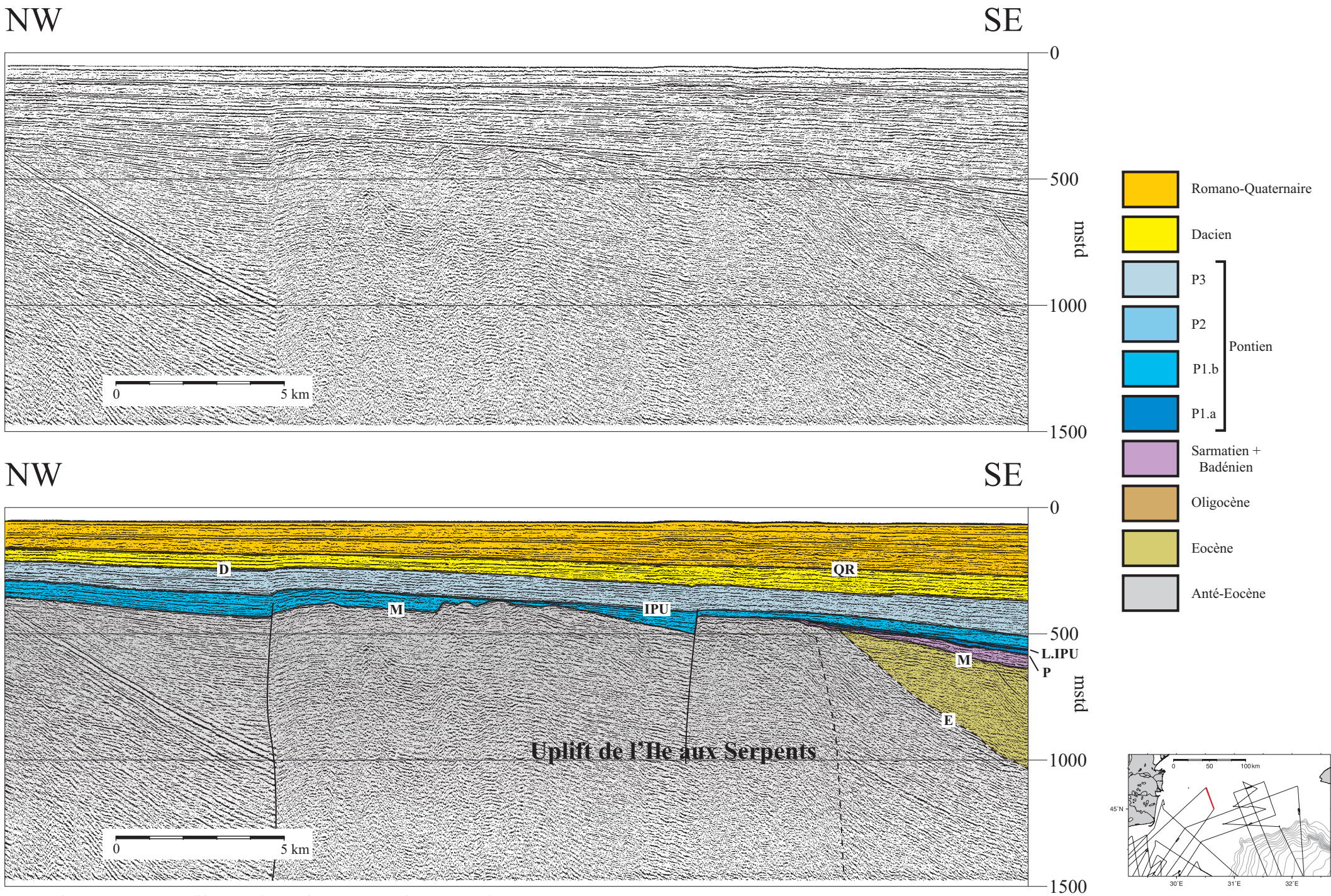


Figure III.34. Profil HR Blason b081 et son interprétation.

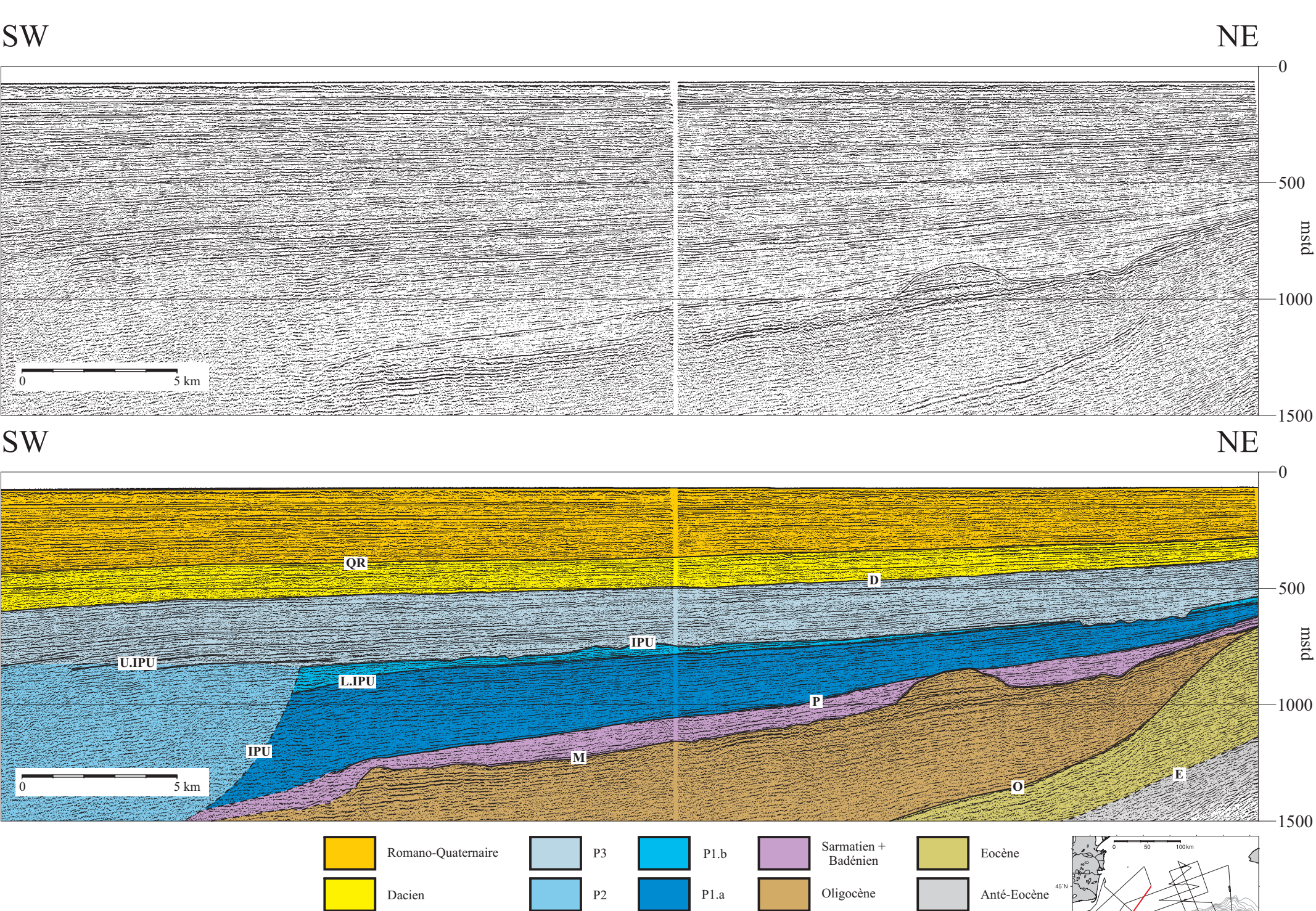


Figure III.36. Profil HR Blason b082 et son interprétation.

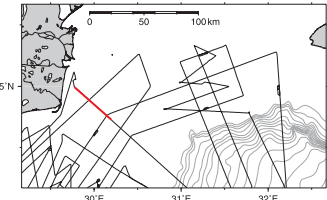
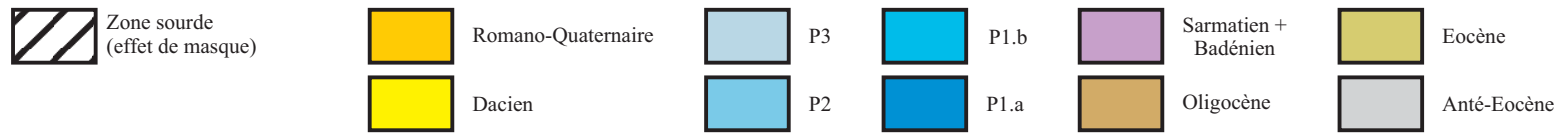
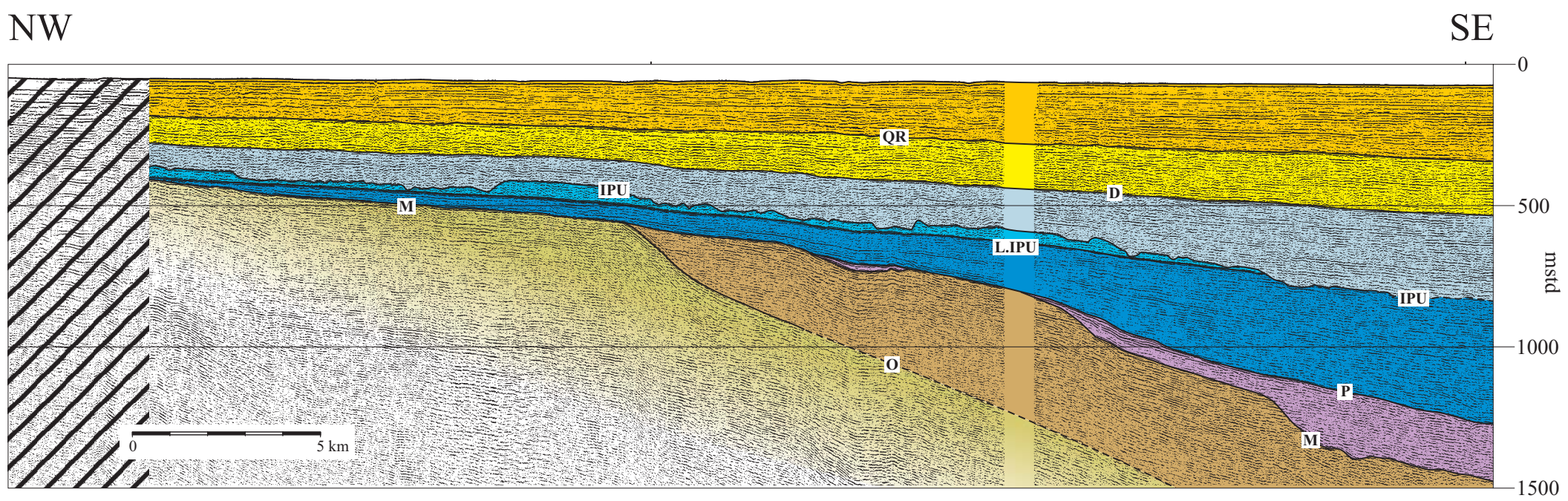
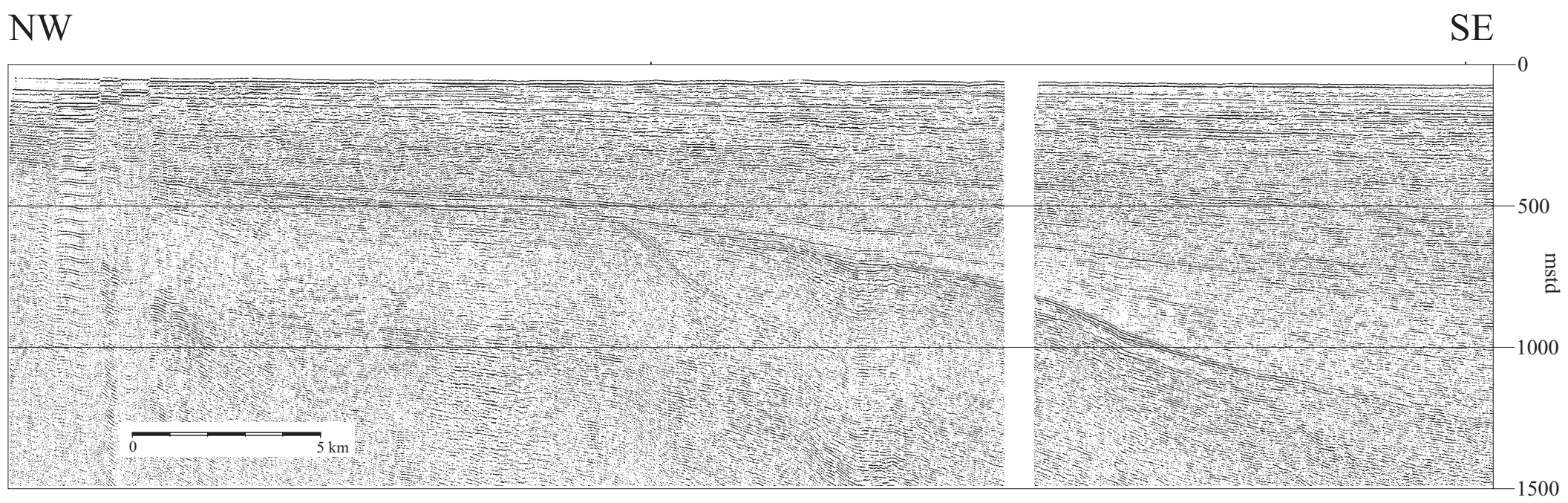


Figure III.36. Profil HR Blason b2.096 et son interprétation.

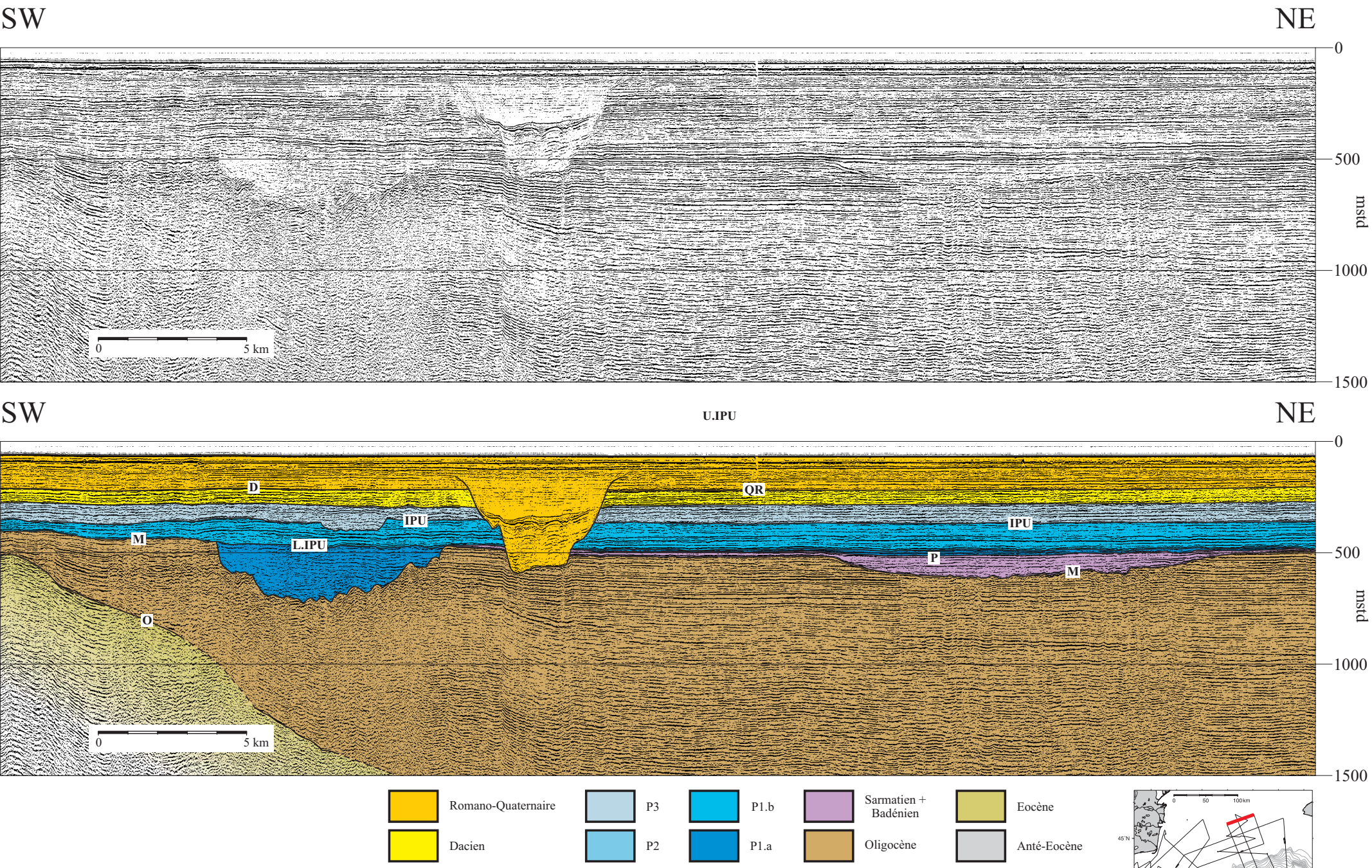


Figure III.37. Profil HR Blason b015 et son interprétation.

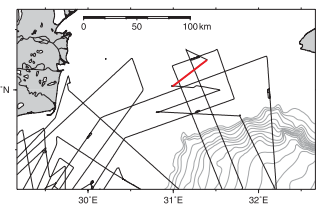
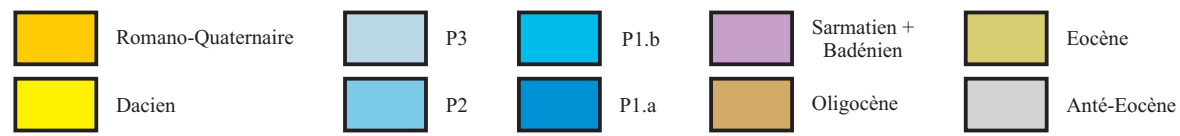
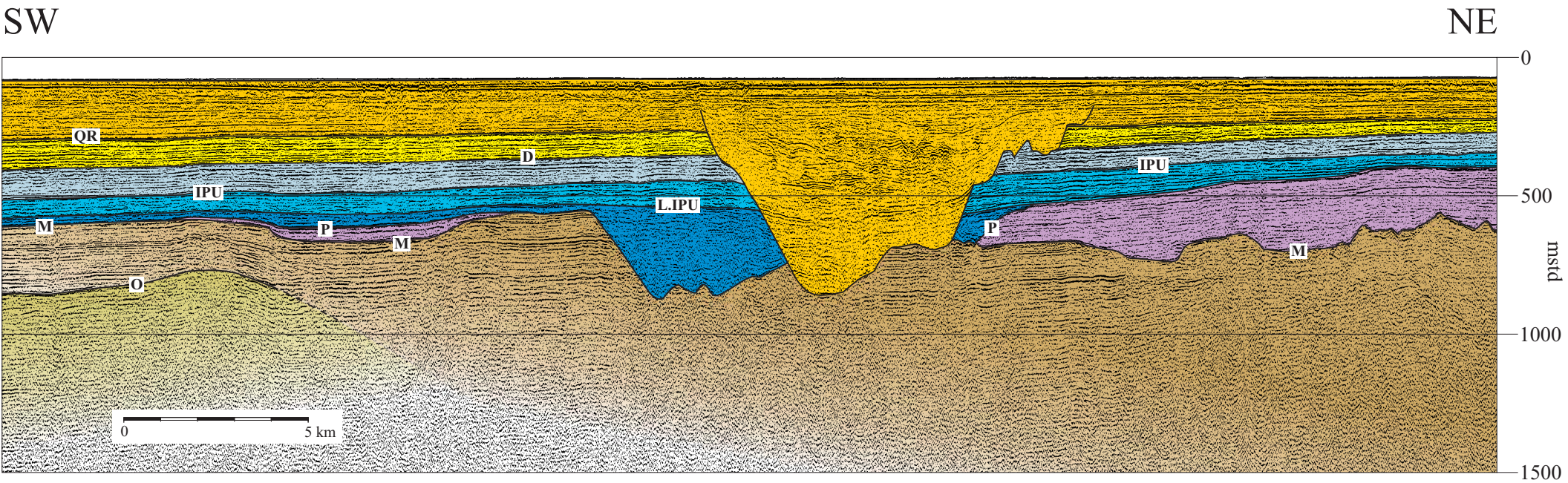
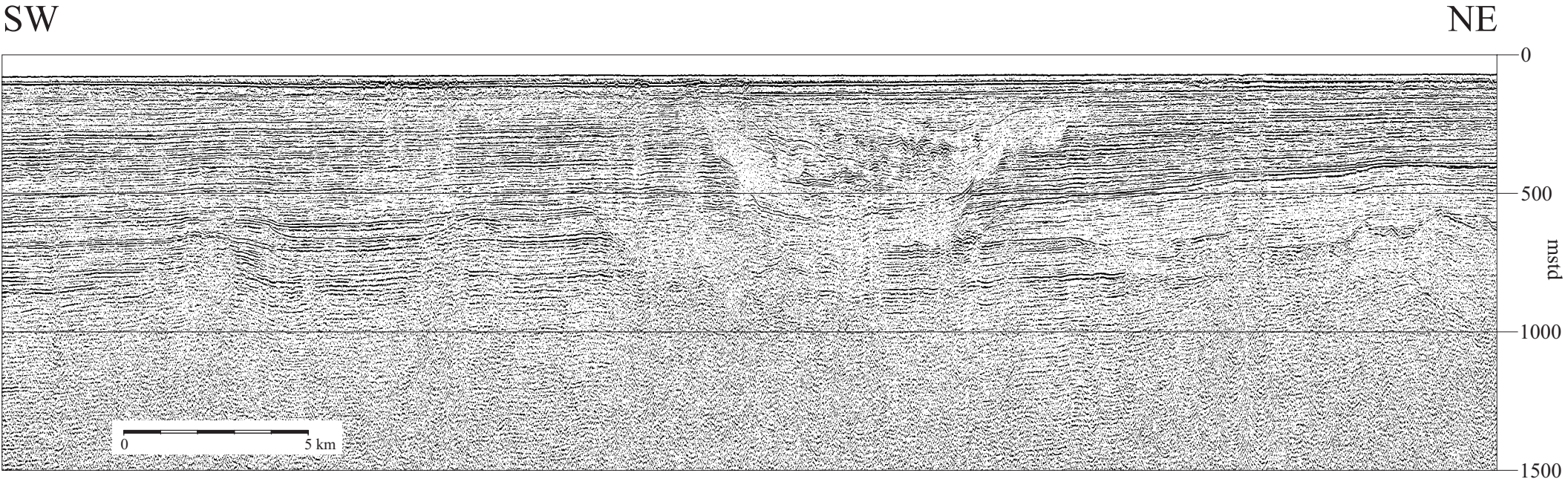
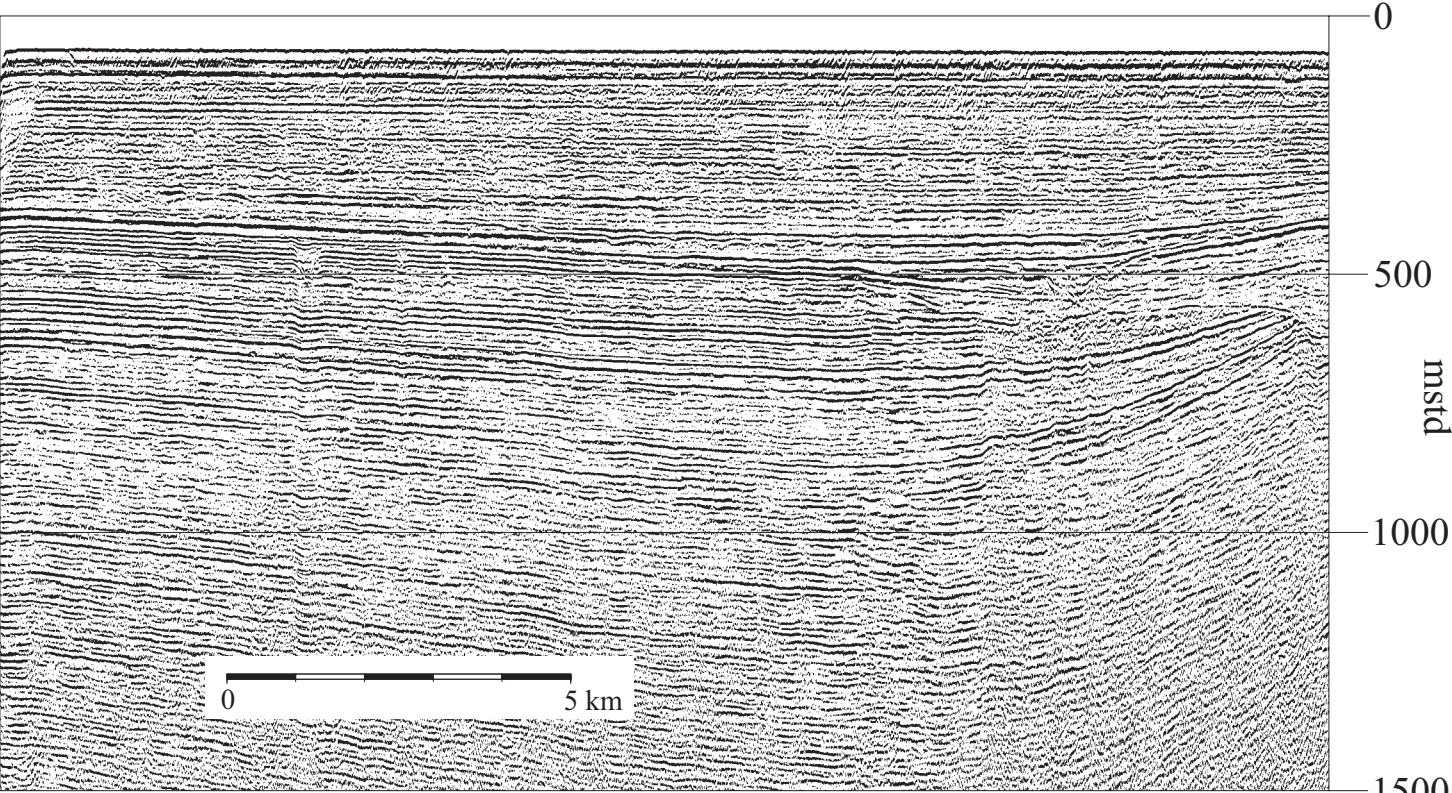


Figure III.38. Profil HR Blason b044 et son interprétation.

SW

NE



SW

NE

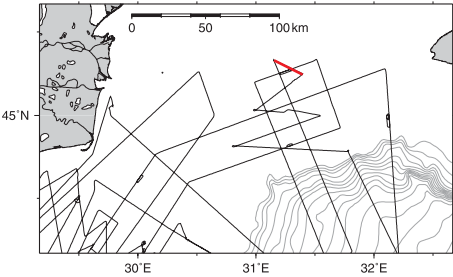
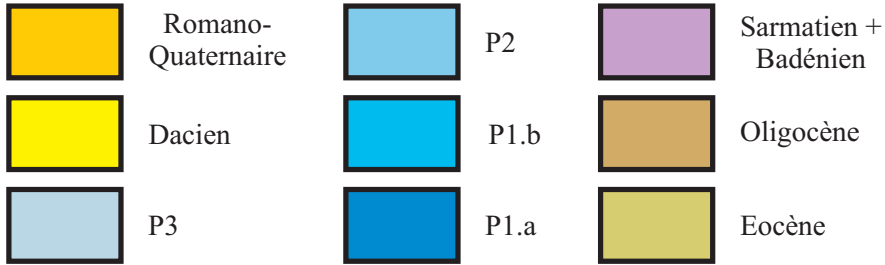
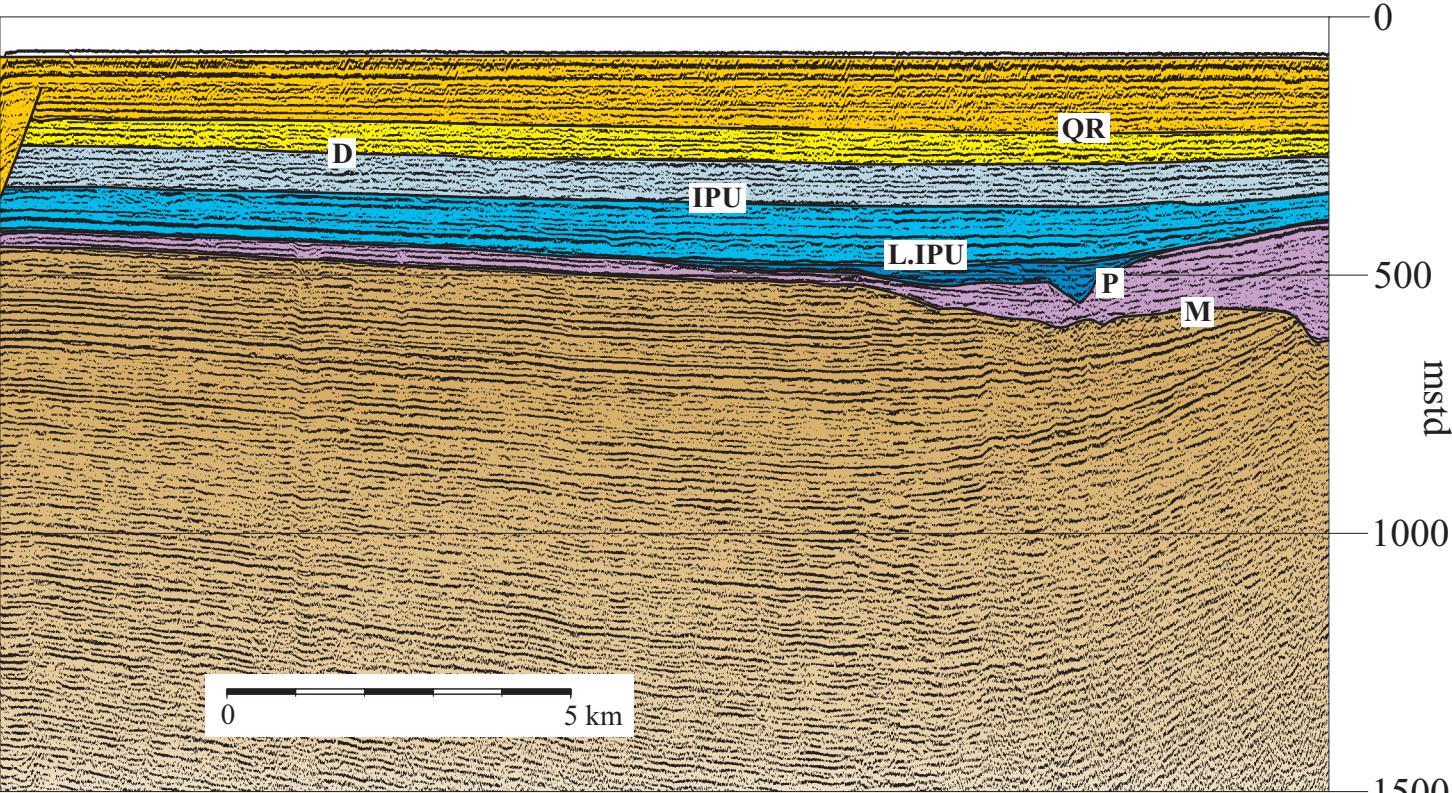


Figure III.39. Profil HR Blason b043 et son interprétation.

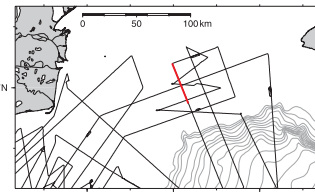
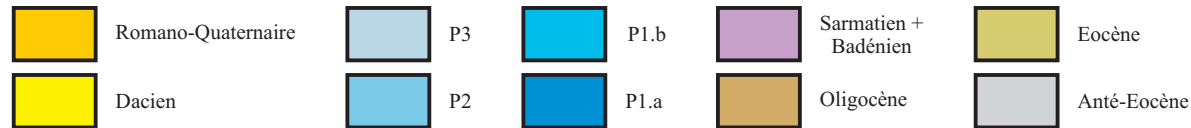
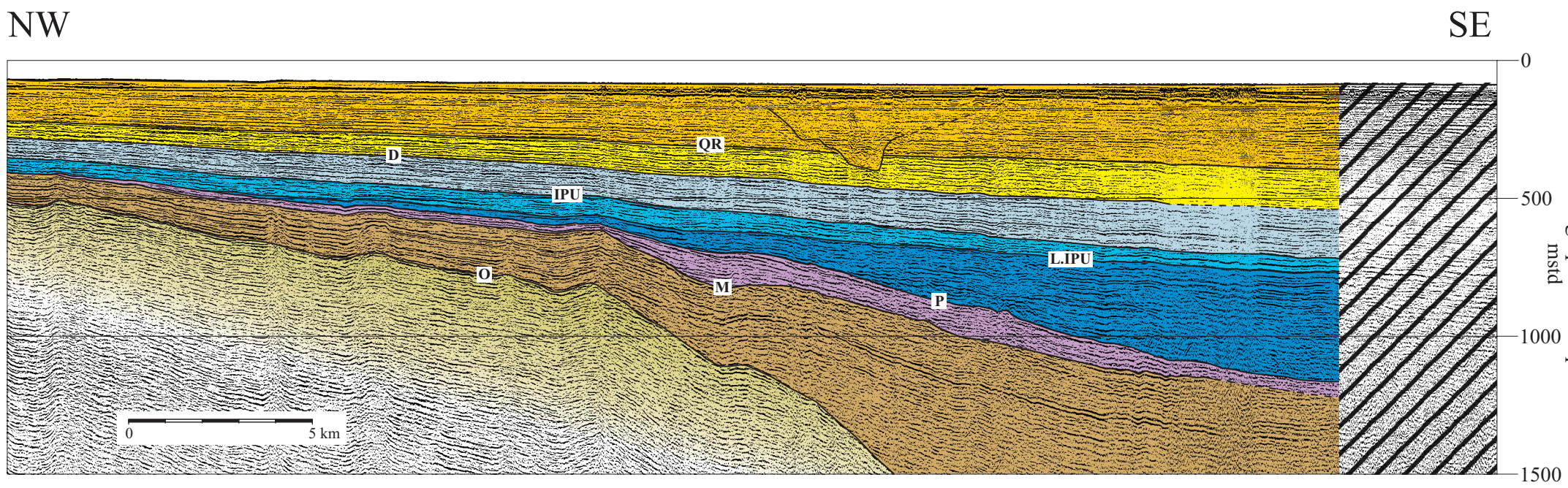
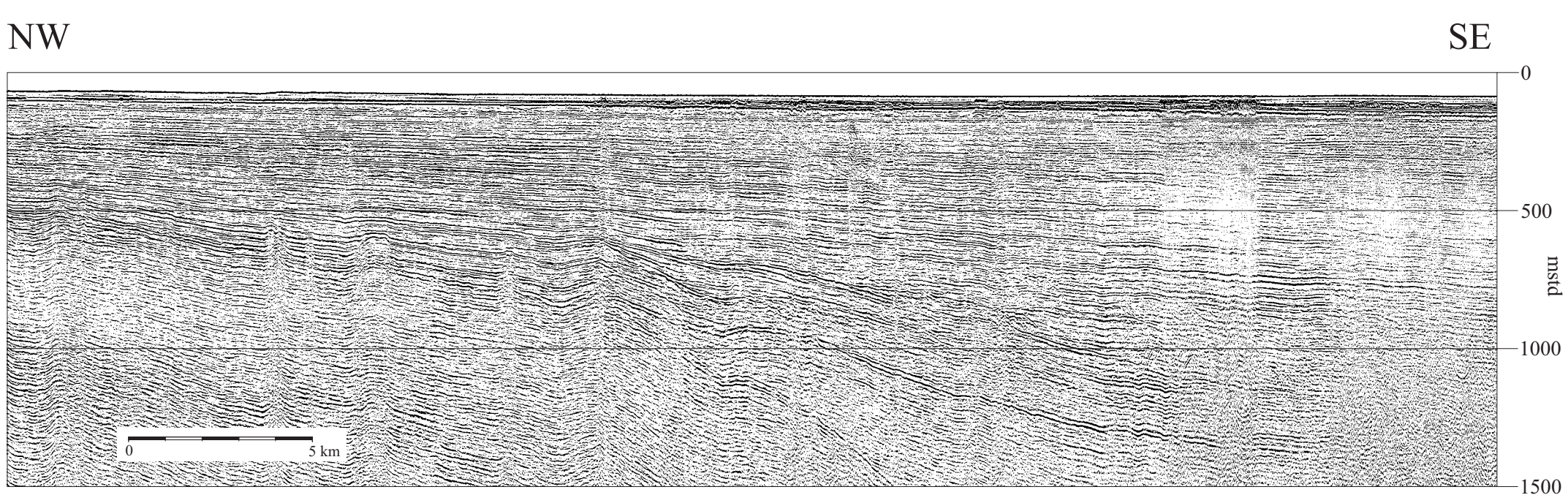


Figure III.40. Profil HR Blason b016 et son interprétation.

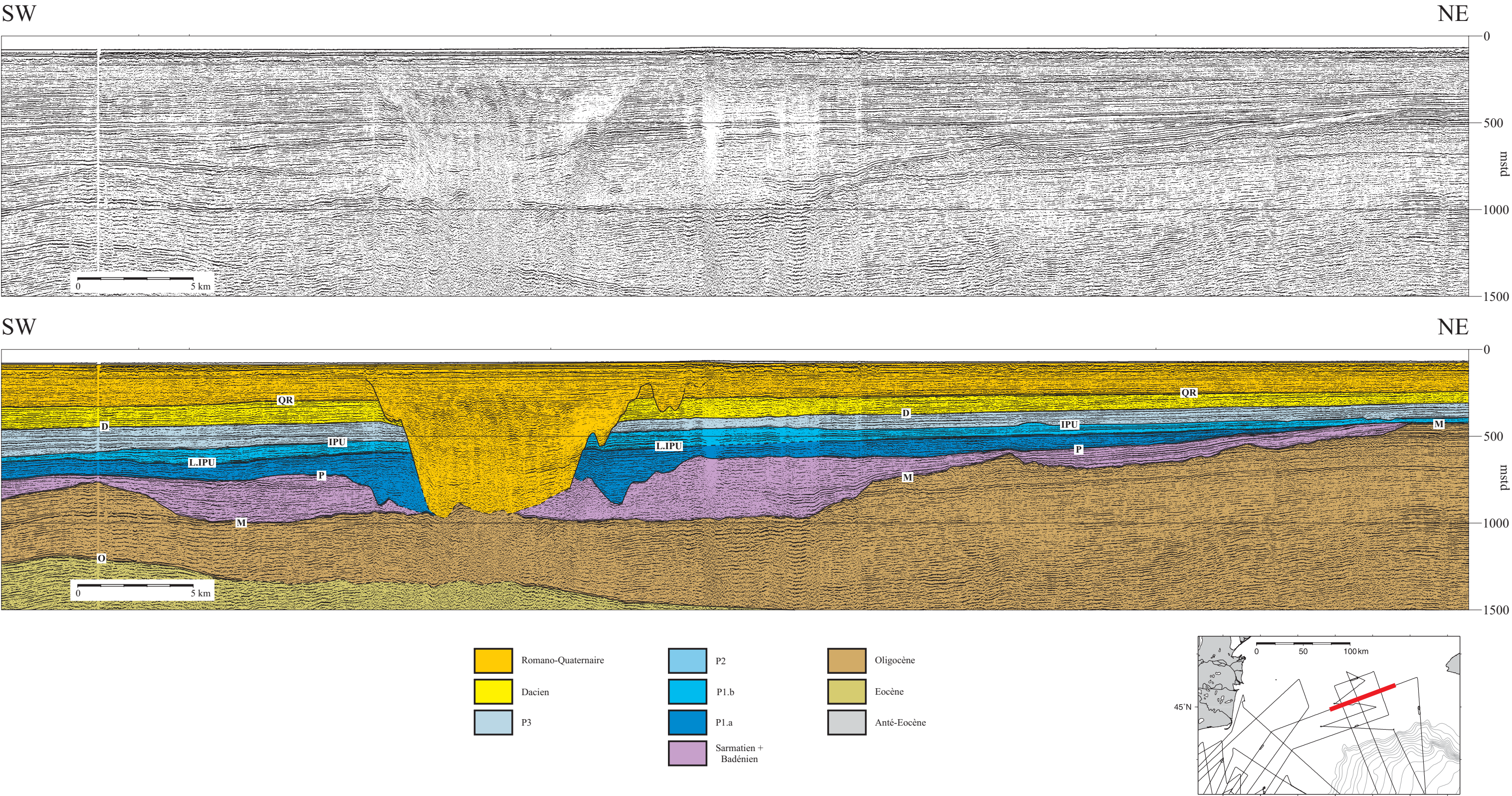


Figure III-41. Profil HR BlaSON b005 et son interprétation

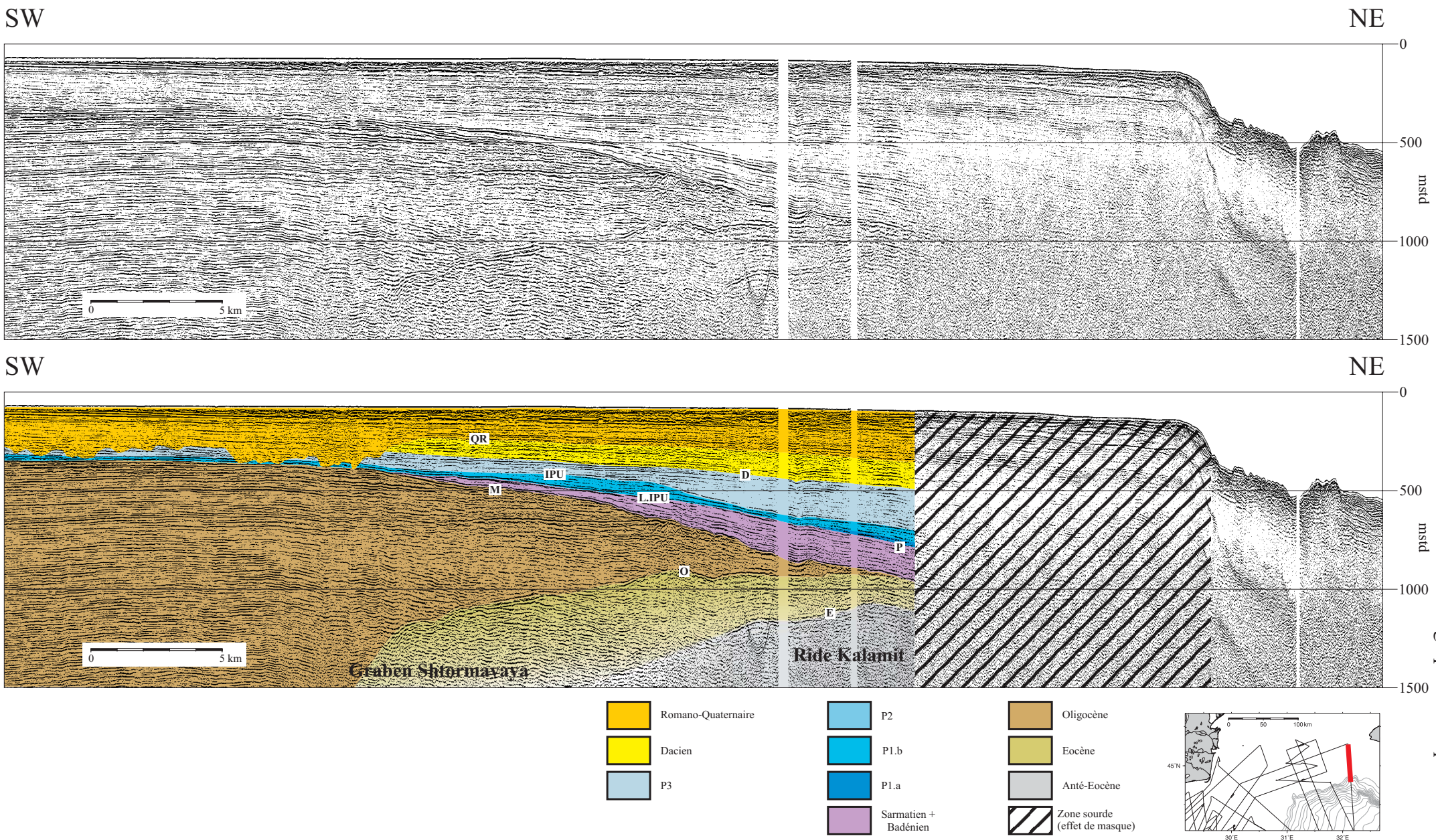


Figure III.42. Profil HR Blason b006 et son interprétation.

III-7.4. Synthèse et discussion sur la stratigraphie tertiaire de la plate-forme roumano-ukrainienne

III-7.4.1. Synthèse

L'analyse de la stratigraphie de la plate-forme roumano-ukrainienne menée dans cette étude a permis d'obtenir de nombreuses nouvelles informations. Ces avancées sont dues à la complémentarité des trois jeux de données mis en œuvre (forages, sismique industrielle, sismique haute résolution). Ces données ont permis de mettre en évidence et de décrire en détails de plusieurs surfaces d'érosion au sein des séries post-rift (Eocène à Quaternaire). Certaines de ces discontinuités érosives (E, O, M, et P) ont déjà été signalées [Robinson et al., 1996; Tambrea et al., 2002], mais d'autres, comme les érosions intra-pontiennes L.IPU et IPU, sont des découvertes propres à cette étude.

Parmi ces nouveautés, il est intéressant de noter que la surface d'érosion qui définit la base des séries miocènes (surface M) est décrite comme une surface d'érosion polyphasée, dite composite, issue de la combinaison de trois phases d'érosion successives.

Les autres avancées majeures concernant la connaissance de la stratigraphie de cette plate-forme touchent essentiellement le Pontien. De l'analyse des données sismiques HR BlaSON, nous avons pu mettre en évidence trois nouvelles discontinuités sismiques (L.IPU, IPU et U.IPU), sans équivalent connu dans les forages. Parmi ces discontinuités, l'IPU s'avère être une surface d'érosion majeure particulièrement remarquable.

L'ensemble des résultats de l'analyse strati-sismique menée sur la plate-forme roumano-ukrainienne est résumé sur la coupe géologique synthétique de la Figure III-43.

De la stratigraphie post-rift de cette plate-forme, nous retiendrons les points suivants.

Le remplissage sédimentaire post-rift de la plate-forme roumano-ukrainienne est constitué d'un empilement de sept séquences sismiques délimitées par autant de discontinuités. Toutes ces discontinuités, à l'exception de la discontinuité U.IPU, correspondent à des surfaces d'érosion. La durée de mise en place de ces séquences varie de quelques millions à environ 20 millions d'années, ce qui en fait, en termes de stratigraphie séquentielle [Mitchum et Van Wagoner, 1991; Vail et al., 1991], des séquences des 2^{ème} et 3^{ème} ordres. Nous verrons que la séquence P2 (remplissage des incisions de l'IPU), dont la durée de mise en place peut être estimée comme inférieure au million d'année, fait cependant ici exception.

Considérées dans leur ensemble, les séries post-rift reposent en discordance sur un substratum tectonique dont la morphologie est contrôlée par les structures extensives datant de la phase de rifting (dépression d'Istria et graben de Shtormavaya) et par quelques structures compressives tertiaires localisées (uplifts du secteur de l'île aux Serpents et ride de Kalamit). Cette alternance de horsts et de grabens induit de fortes et brusques variations d'épaisseur de la couverture sédimentaire post-rift de cette plate-forme.

Sous cette plate-forme, se distinguent tout d'abord en profondeur les **discontinuités E et O** (Figure III-43). Leur forte impédance acoustique contraste avec le faciès sismique environnant. Ces discontinuités sont des surfaces d'érosion qui correspondent respectivement aux hiatus paléocène supérieur- éocène inférieur et fini-éocène définis dans les forages (Chapitre III-7). La morphologie de ces surfaces d'érosion semble profondément influencée par les dépressions tectoniques (dépression d'Istria et graben de Shtormavaya) au sein desquelles elles se sont prioritairement développées (Figure III-43).

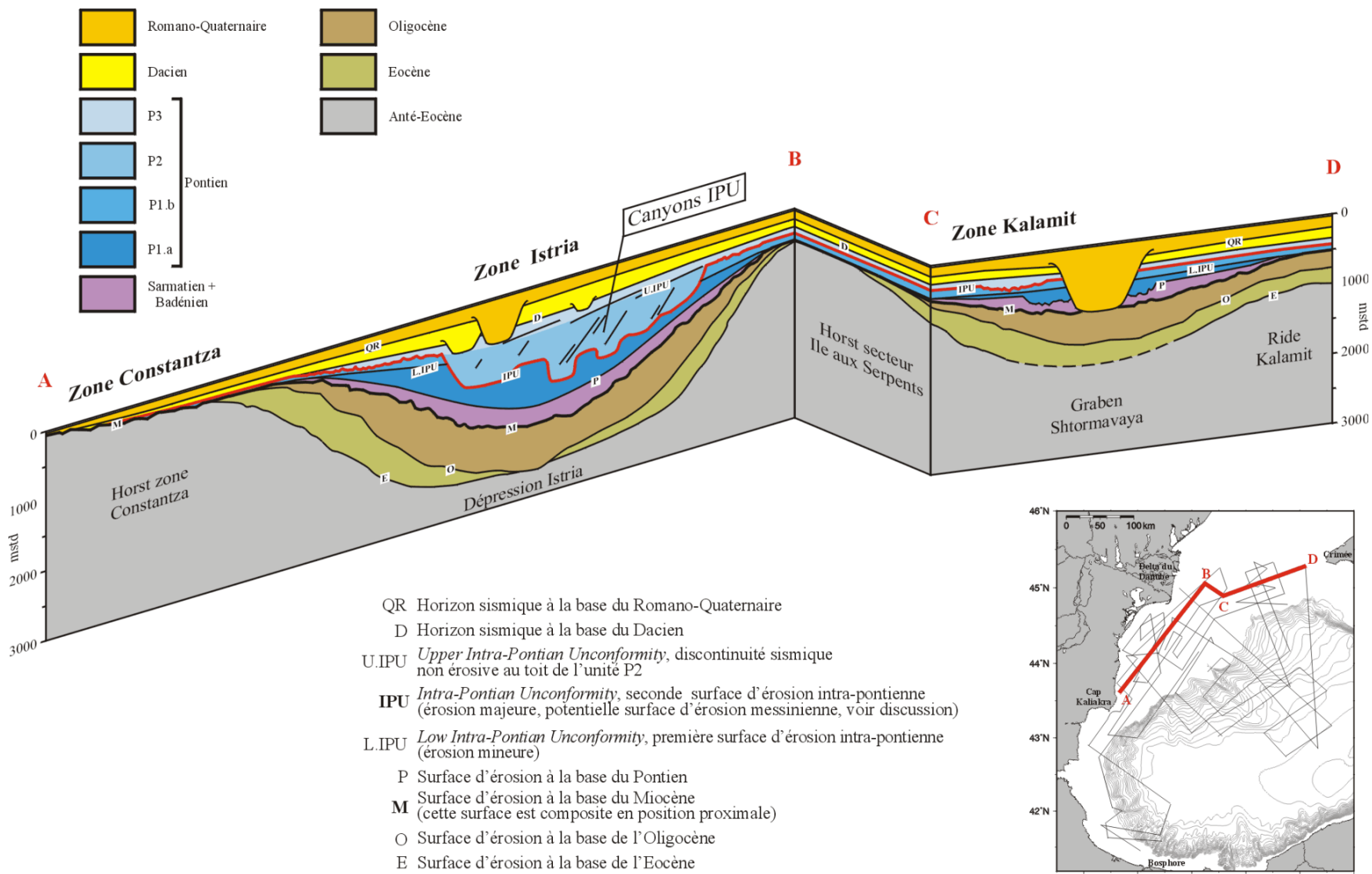
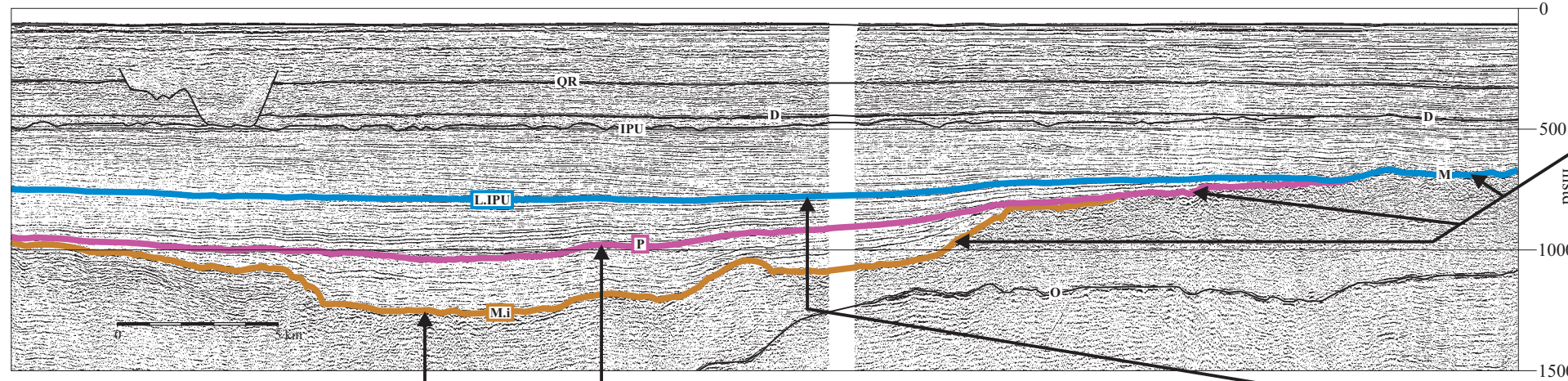
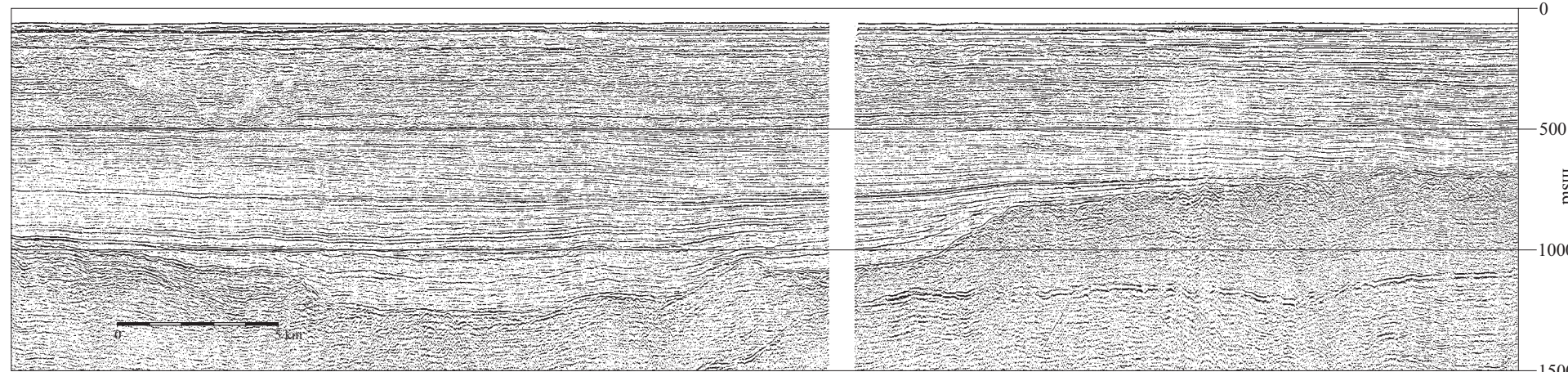
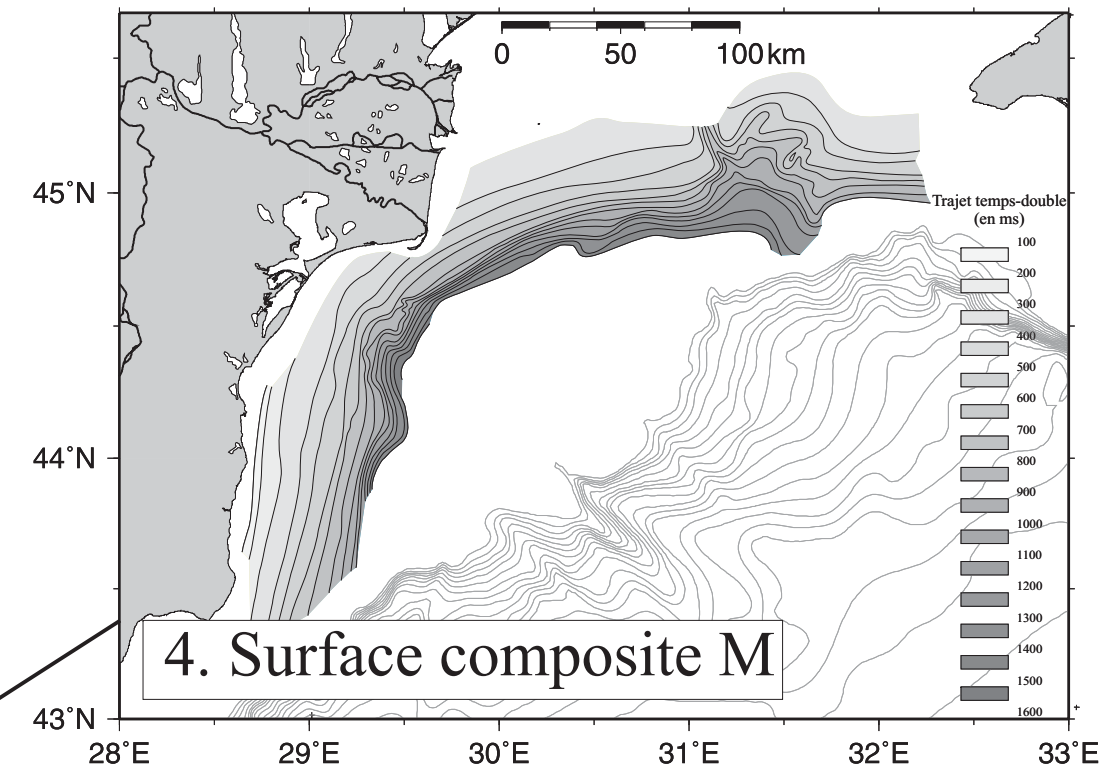


Figure III-43. Coupe géologique synthétique de la plate-forme roumano-ukrainienne.



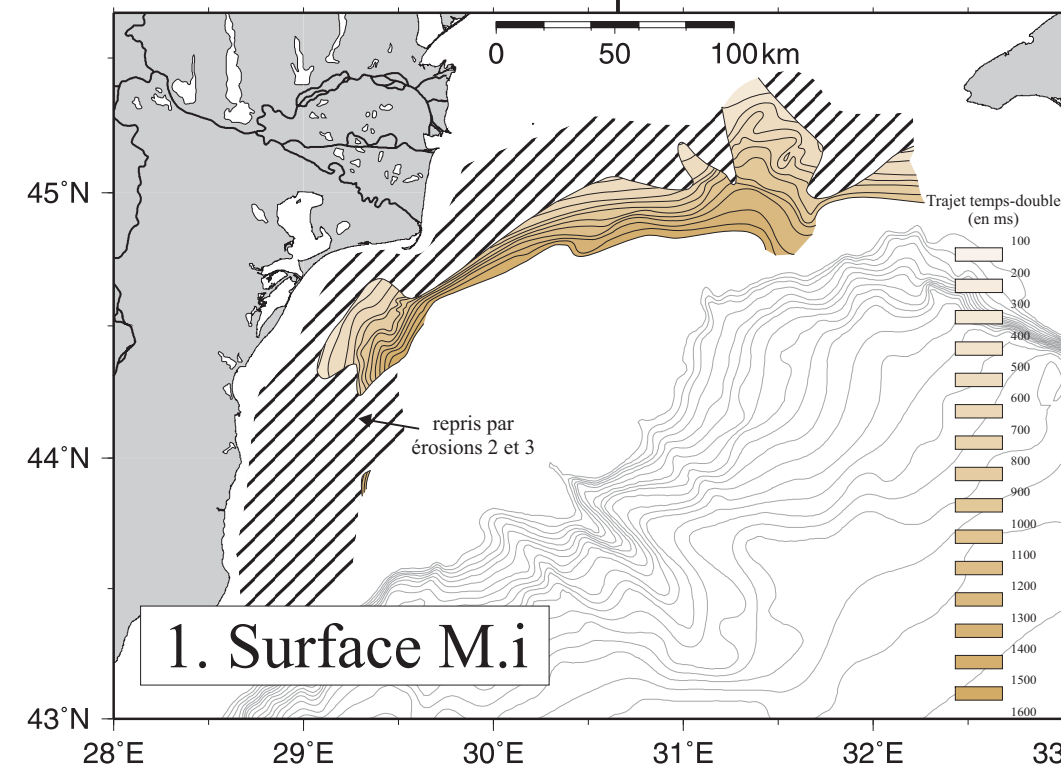
Coupe sismique (profil b002) sur laquelle on distingue la surface composite M ainsi que les trois discontinuités qu'elle intègre (M.i, P et L.IPU).



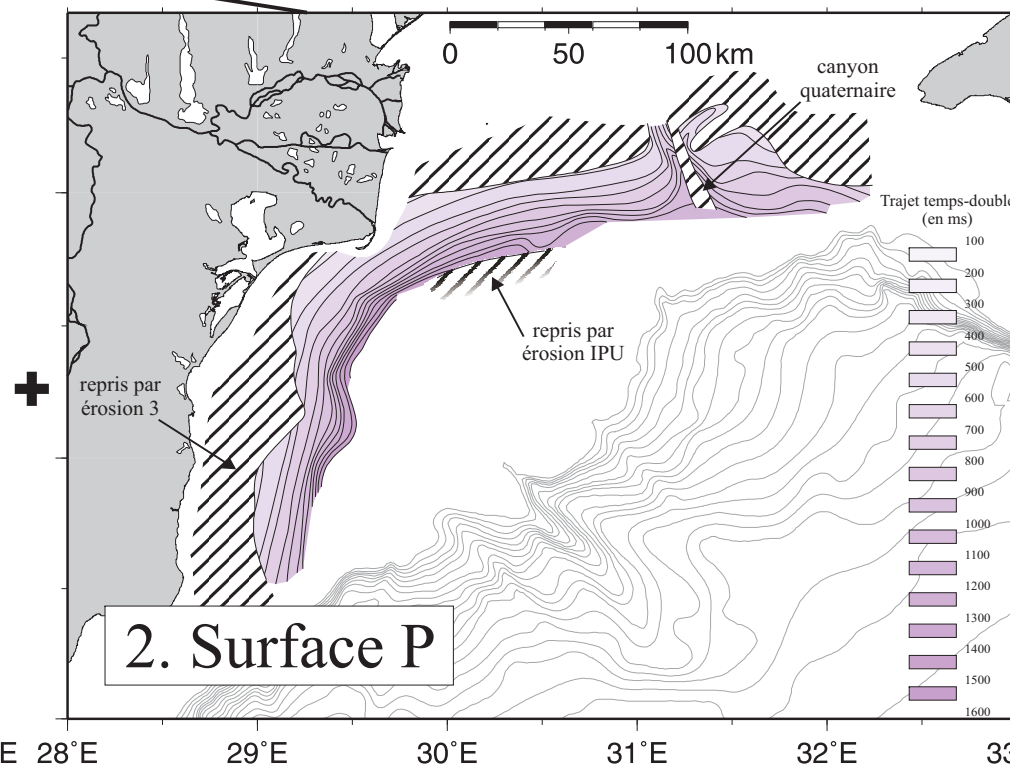
4. Carte isohypses de la surface composite M. Cette surface est constituée d'une portion de chacune des surfaces M.i (1), P (2) et L.IPU (3). Elle constitue une surface d'érosion polyphasée résultant des trois phases d'érosion correspondantes.



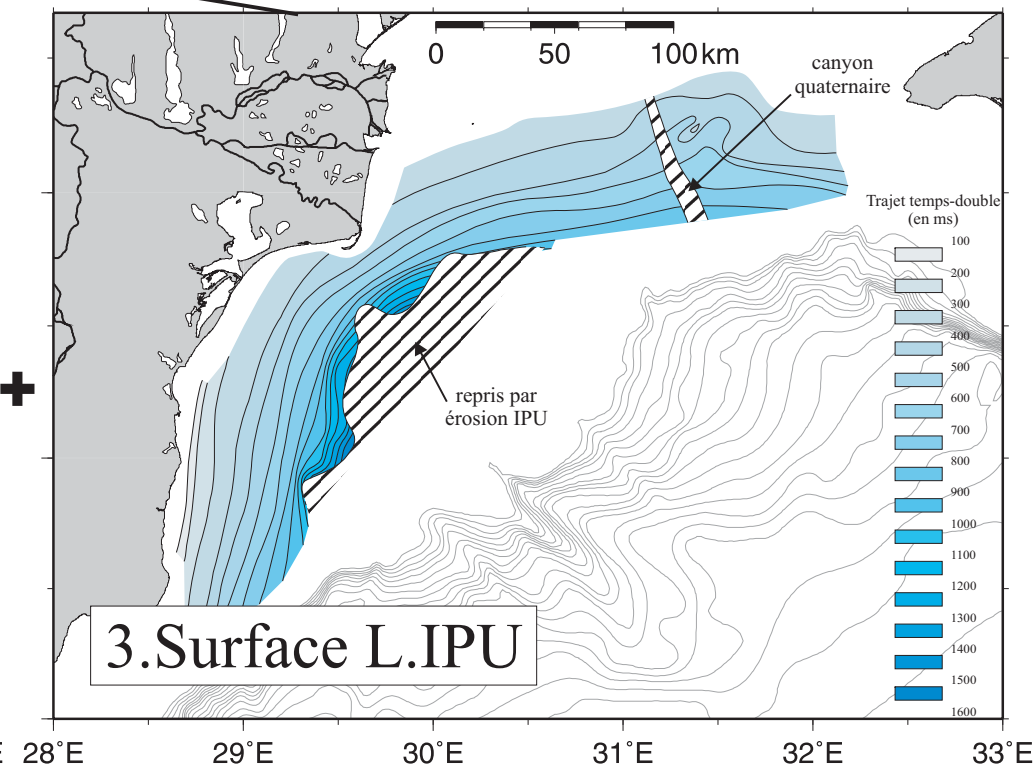
Surface reprise par une phase d'érosion postérieure



1. Carte isohypses de la surface d'érosion M.i (M individualisée) à la base du Miocène moyen, phase d'érosion correspondant au hiatus du Miocène inférieur (Aquitainien - Burdigalien) reconnu dans les forages.



2. Carte isohypses de la surface d'érosion P (base du Pontien), phase d'érosion correspondant au hiatus méotien (Miocène moyen à supérieur) reconnu dans les forages.



3. Carte isohypses de la surface d'érosion L.IPU (Low Intra-Pontian Unconformity), pas de hiatus correspondant connu dans les forages.

Figure III.44. La surface composite M et ses composantes.

La répartition géographique des séquences éocène et oligocène est limitée à ces mêmes dépressions. L'unité éocène est une unité restreinte et sporadiquement absente. Au contraire, l'unité oligocène est une unité très épaisse qui assure l'essentiel du comblement de ces deux dépressions. A l'issue de la mise en place de cette unité, la topographie héritée de la phase de rifting devait se trouver grossièrement nivelée.

Au-dessus, la **discontinuité sismique M** se distingue par son amplitude et sa continuité latérale. Elle est soulignée par de nombreuses hyperboles de diffraction et un fort contraste des faciès sismiques. Cette discontinuité, identifiée à l'échelle du plateau roumano-ukrainien, définit la base des séries miocènes (en position proximale, la base du Néogène et Quaternaire, voir III-7.3.3). Il s'agit de la discontinuité sismique la plus marquée sur les données HR BlaSON. Elle a la particularité de correspondre à une **surface d'érosion composite** issue de la combinaison des **trois phases d'érosion successives** (M.i, P et L.IPU) décrites ci-après (et Figure III-44).

La discontinuité M dans sa partie individualisée (M.i) constitue la limite entre les unités oligocène et badéno-sarmatienne. Il s'agit d'une surface d'érosion majeure à l'origine du hiatus stratigraphique couvrant le Miocène inférieur (Aquitaniens - Burdigaliens) révélé par les forages. Elle est soulignée par un réflecteur de très forte impédance et de très bonne continuité. Celui-ci définit des cuvettes larges de plusieurs dizaines de kilomètres et de plusieurs centaines de ms de profondeur qui s'inscrivent dans l'axe des profondes dépressions affectant le substratum sur les zones dites Istria et Kalamit (Figure III-43 et Figure III-44.1). Cette surface d'érosion se caractérise par de nombreuses incisions secondaires très marquées, de quelques dizaines à plus de 100 ms de profondeur.

La séquence badéno-sarmatienne est une unité d'épaisseur restreinte dont la répartition géographique se limite aux cuvettes définies par la discontinuité M.

A l'approche des hauts structuraux et en position proximale, la discontinuité M est reprise tangentiellement par une surface d'érosion relativement plane. Il s'agit de la **discontinuité P** qui définit la base des séries pontiennes (Figure III-43). Cette surface d'érosion est à l'origine du hiatus méotien (Miocène moyen à supérieur). Au milieu de la zone Kalamit, cette surface d'érosion définit exceptionnellement un canyon dont l'incision reste cependant modérée (Figure III-44.2).

Au sein des séries pontiennes se trouve la **discontinuité L.IPU**, à la signature sismique assez énergétique et continue, qui comme la discontinuité P correspond à une surface d'aplanissement caractérisée par un taux d'incision faible. En position proximale, cette surface reprend systématiquement les discontinuités sous-jacentes P et M.i et s'intègre à son tour à la **surface composite M** (Figure III-43 et Figure III-44).

Il est important de noter que parmi les trois phases d'érosion à l'origine de la surface composite M (M.i, P et L.IPU), la phase associée à la surface M.i (hiatus Aquitaniens - Burdigaliens), de par son fort pouvoir incisif, peut être interprétée comme la phase d'érosion principale. Les deux autres phases (P et L.IPU), caractérisées par une morphologie plane et un faible pouvoir incisif, ne font que reprendre tangentiellement la première. Ces deux phases seules ne pourraient être à l'origine d'une surface d'érosion si marquée.

Les séries pontiennes constituent l'une des unités stratigraphiques les plus épaisses (jusqu'à plus de 2000 m, III-7.2). Elles appartiennent à quatre séquences sismiques distinctes (P1.a, P1.b, P2 et séquence sommitale), délimitées par les discontinuités L.IPU, IPU et U.IPU.

Les séquences P1.a et P1.b, séparées par la discontinuité L.IPU sont particulièrement puissantes à l'aplomb de la dépression d'Istria. Elles sont cependant, dans cette zone, profondément entaillées par l'incision IPU.

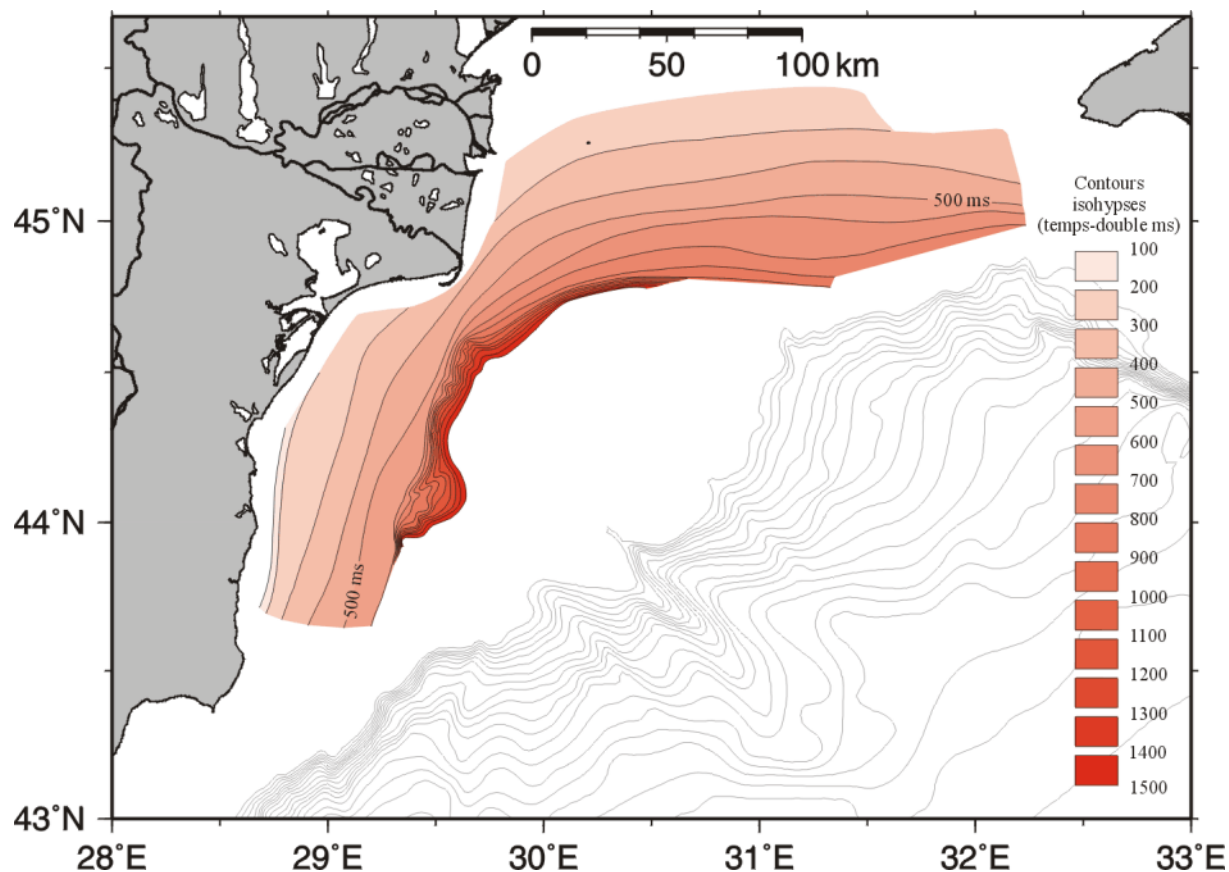


Figure III-45. Cartes isohypses de la surface d'érosion IPU (temps-double ms).

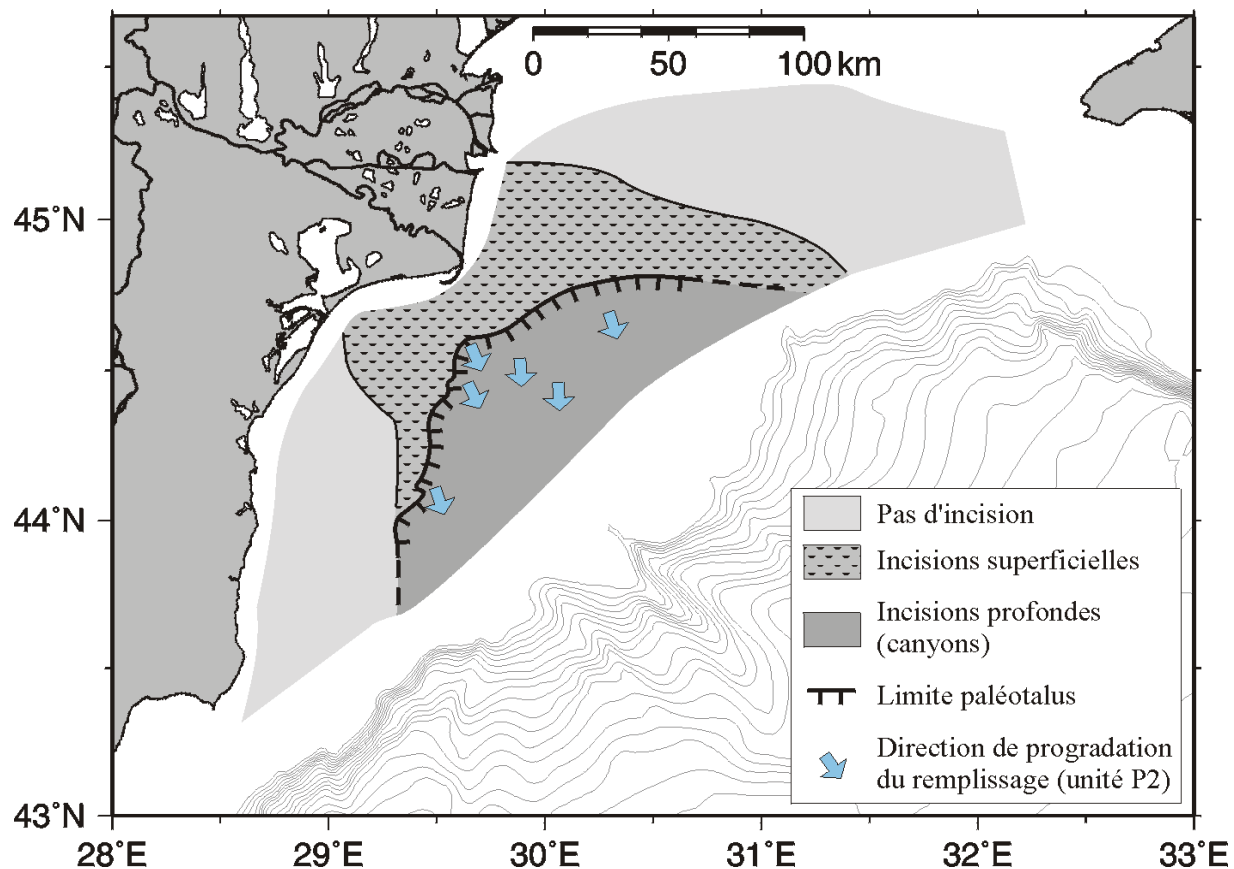


Figure III-46. Caractérisation des incisions associées à l'IPU et de leur remplissage.

La surface d'érosion IPU correspond en effet à une phase d'érosion majeure de la plate-forme roumano-ukrainienne. Les caractéristiques de cette surface d'érosion sont tout à fait singulières.

D'une part, cette surface d'érosion correspond sur la sismique HR à une suite de réflecteurs très discontinus difficiles à mettre en relation. Elle est essentiellement révélée par les troncatures d'érosion affectant les réflecteurs subparallèles des séries sous-jacentes et par un fort contraste de faciès sismique entre les unités sous- et sus-jacente.

D'autre part, elle se distingue par sa répartition géographique limitée et les différents degrés d'incision qu'elle présente (Figure III-45 et Figure III-46). Cette surface se caractérise sur la moitié externe de la plate-forme roumaine par un relais de remarquables et profondes incisions (canyons), dont l'extension latérale est limitée à la zone Istria. En amont, ces profonds canyons se résorbent brusquement et sont relayés, jusqu'à l'emplacement de l'actuel delta du Danube, par un couloir d'incisions superficielles. La zone d'incisions profondes, qui définit un paléotalus très en recul par rapport à l'actuel, est comblée par d'épaisses séries progradantes (direction Nord-Sud, Figure III-46). Cette séquence de remplissage pontienne (unité P2) comble parfaitement la topographie issue de cette phase d'érosion majeure.

La discontinuité U.IPU constitue le toit de l'unité P2. Elle est soulignée par la terminaison en *downlap* des réflecteurs internes à l'unité sismique sommitale.

Cette dernière séquence sismique est subdivisée en trois sous-unités stratigraphiques (P3, Dacien et Romanien-Quaternaire), dont les limites, définies d'après les informations de forages, n'ont cependant pas de signification en terme de stratigraphie sismique. Les sous-unités stratigraphiques dacienne et romano-quaternaire sont caractérisées par la présence de plusieurs phases de creusement de canyons localisés qui s'organisent en deux réseaux isolés situés sur les zones Istria et Kalamit (Figure III-47). Chacun de ces réseaux peut facilement être mis en lien respectivement avec les systèmes fluviaux des paléo-Danube et paléo-Dniestr/Dniestr.

Il est intéressant de noter que nous pouvons classer l'ensemble des discontinuités érosives mises en évidence sur ce plateau selon trois catégories distinctes:

Les surfaces d'érosion majeures, caractérisées par un fort pouvoir incisif, qui définissent des dépressions marquées à l'échelle régionale (E, O, M, IPU). Elles sont soulignées par de profondes incisions (canyons) ou par de petites incisions d'ordre secondaires. Nous pourrions discuter par la suite de l'origine aérienne ou sous-marine de telles surfaces.

Les surfaces d'aplanissements, caractérisées par une morphologie plane et un très faible pouvoir incisif (P et L.IPU), dont l'origine reste à discuter.

Les canyons de plate-forme, caractérisés par de profondes incisions qui remontent loin en amont du rebord de pente, mais dont l'érosion reste localisée (canyons daciens et romano-quaternaires du Danube et du Dniestr).

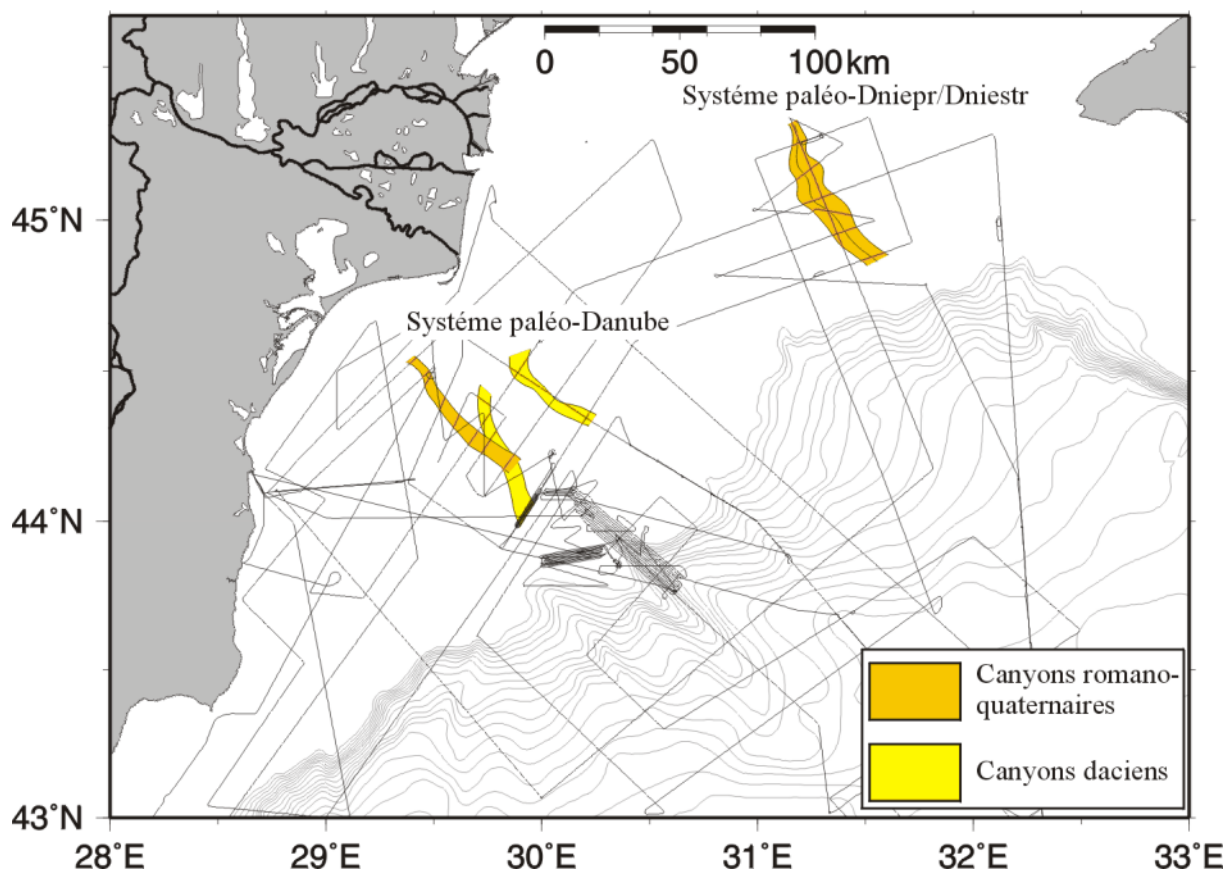


Figure III-47. Carte des canyons du Dacien et du Romano-Quaternaire.

III-7.4.2. Discussion

A l'exception des surfaces d'érosions E et O, pour lesquelles les renseignements fournis restent limités, l'analyse des données sismiques HR BlaSON a permis une avancée considérable dans notre connaissance de la stratigraphie post-rift de la plate-forme romano-ukrainienne. Au regard de ces nouvelles informations, il semble désormais indispensable de prolonger les réflexions que nous avons entamées (chapitre III-7.2.5) sur les modalités de construction de cette plate-forme et sur l'origine et l'ampleur des phases d'érosion majeures l'affectant. Les détails de cette discussion font l'objet de la Partie IV de ce mémoire.

En ce qui concerne l'enregistrement de l'événement messinien en mer Noire, nous avons vu que les dernières propositions de corrélation entre les échelles stratigraphiques paratéthysienne et méditerranéenne nous amenaient à nous intéresser plus précisément à la fin du Pontien (Chapitre II.6Chapitre II-6). Or, les résultats obtenus dans le cadre de notre étude strati-sismique de la plate-forme roumano-ukrainienne ouvrent des perspectives extrêmement intéressantes à ce sujet. En effet, la découverte de la discontinuité IPU au sein des séries pontiennes, compte comme une avancée capitale dans la recherche de l'enregistrement érosif de l'événement messinien en mer Noire. Cette surface d'érosion atypique de par sa position dans la colonne stratigraphique et de par l'ampleur des incisions qui lui sont associées pourrait constituer la signature érosive d'une chute majeure du niveau de la mer Noire qui peut être liée à la Crise Messinienne méditerranéenne.

Cependant, il manque pour l'instant un renseignement essentiel à la validation de cette hypothèse : la datation précise de cette surface d'érosion. La stratigraphie proposée sur la plate-forme roumano-ukrainienne est inspirée des données des forages de la société Petrom. Or, ces informations se limitent aux discontinuités entre les principaux étages de l'échelle paratéthysienne, sans aucune information interne à ces étages. Si nous pouvons, grâce aux données sismiques HR, établir une chronologie relative des différents événements internes à l'étage pontien (L.IPU, IPU, U.IPU), nous sommes dans l'incapacité de dater avec précision l'un de ces événements. En l'absence de cette information, tributaire d'un forage, notre hypothèse souffre pour l'instant d'un sérieux handicap.

Afin de tenter de combler cette lacune, il est nécessaire de pousser nos investigations sismiques jusque sur les plateau et pente bulgare-turques où les informations de forages sont basées sur l'utilisation de l'échelle stratigraphique méditerranéenne et devraient nous permettre de dater précisément cet événement. En effet, dans l'hypothèse où il s'agit de l'événement messinien, nous devrions y trouver une surface d'érosion à la limite entre le Miocène et le Pliocène. Ces investigations passeront par l'étape capitale de la corrélation des forages DSDP, à l'origine de l'hypothèse de la manifestation de l'événement messinien en mer Noire [Hsü et Giovanoli, 1979], avec les données HR BlaSON. Les résultats de ces recherches font l'objet du chapitre suivant.

Chapitre III-8. Stratigraphie sismique intégrée de la marge bulgaro-turque (plateau et pente)

L'étude stratigraphique de la marge bulgaro-turque présentée dans ce mémoire s'appuie sur deux types de données:

- 2 forages d'exploration (sociétés TPAO/WT) et 2 forages DSDP (leg 42B)
- Un réseau de sismique HR (mission BlaSON 2 – Ifremer)

Contrairement à la zone d'étude précédente (plate-forme roumano-ukrainienne), nous ne disposons pas ici de données sismiques industrielles.

Cette petite zone d'étude couvre une portion de l'étroite plate-forme au Sud-ouest de la mer Noire et une partie de la pente et du glacis au large du Bosphore (Figure III-49).

Contrairement à la plate-forme roumano-ukrainienne, où l'on a mis en œuvre l'échelle stratigraphique paratéthysienne, la stratigraphie de cette zone est basée sur l'échelle méditerranéenne standard. Les calages stratigraphiques qui y sont proposés reposent sur la corrélation des données sismiques HR avec quatre forages. Deux de ces forages, réalisés sur la plate-forme, sont issus de l'industrie pétrolière (Karadeniz et Igneada). Les deux autres, forés dans la pente, sont des forages du programme DSDP (DSDP 380 et 381).

Cette zone se distingue également par ses caractéristiques structurales. Alors que la zone précédemment investiguée est restée relativement épargnée, la marge sud-ouest de la mer Noire a été largement affectée par la phase tectonique compressive tertiaire. La zone considérée se trouve à la transition entre les fronts de chevauchements des Balkanides (au Nord-ouest) et des Pontides (au Sud-est).

Du fait de l'utilisation d'échelles différentes et de l'impossibilité d'effectuer une corrélation directe entre les deux zones, la stratigraphie définie ici (Figure III-48) diffère de celle définie sur la plate-forme roumano-ukrainienne.

De bas en haut et d'après les calages avec les forages, nous identifierons donc dans cette zone d'étude, la succession d'unités stratigraphiques suivante:

- Unité oligocène
- Unité miocène
- Unité pliocène
- Unité quaternaire

Les forages DSDP ne différencient pas précisément les unités pliocène et quaternaire. Pour l'étude réalisée dans la pente (Figure III-57), ces deux unités stratigraphiques resteront donc indifférenciées.

Les principales discontinuités sismiques que l'on identifiera sont les suivantes :

- Discontinuité M, à la base du Miocène, analogue à celle définie sur la plate-forme roumano-ukrainienne.
- Discontinuité MES, à la limite Miocène/Pliocène. Nous allons voir qu'elle correspond à la surface d'érosion messinienne (MES pour : Messinian Erosional Surface).
- Discontinuité Q, à la limite Pliocène/Quaternaire.

Unités stratigraphiques		Limites sismiques
Pente	Plate-forme	
Plio - Quaternaire	Quaternaire	Discontinuité — IQU —
		Discontinuité — Q —
	Pliocène	Discontinuité — (PLU) —
		Discontinuité — MES — ← Surface d'érosion messinienne
Miocène		Discontinuité — M. —
Oligocène		

Figure III-48. Unités stratigraphiques, limites sismiques et unités sismiques associées identifiées grâce à la sismique HR BlaSON sur la zone dite bulgaro-turque.

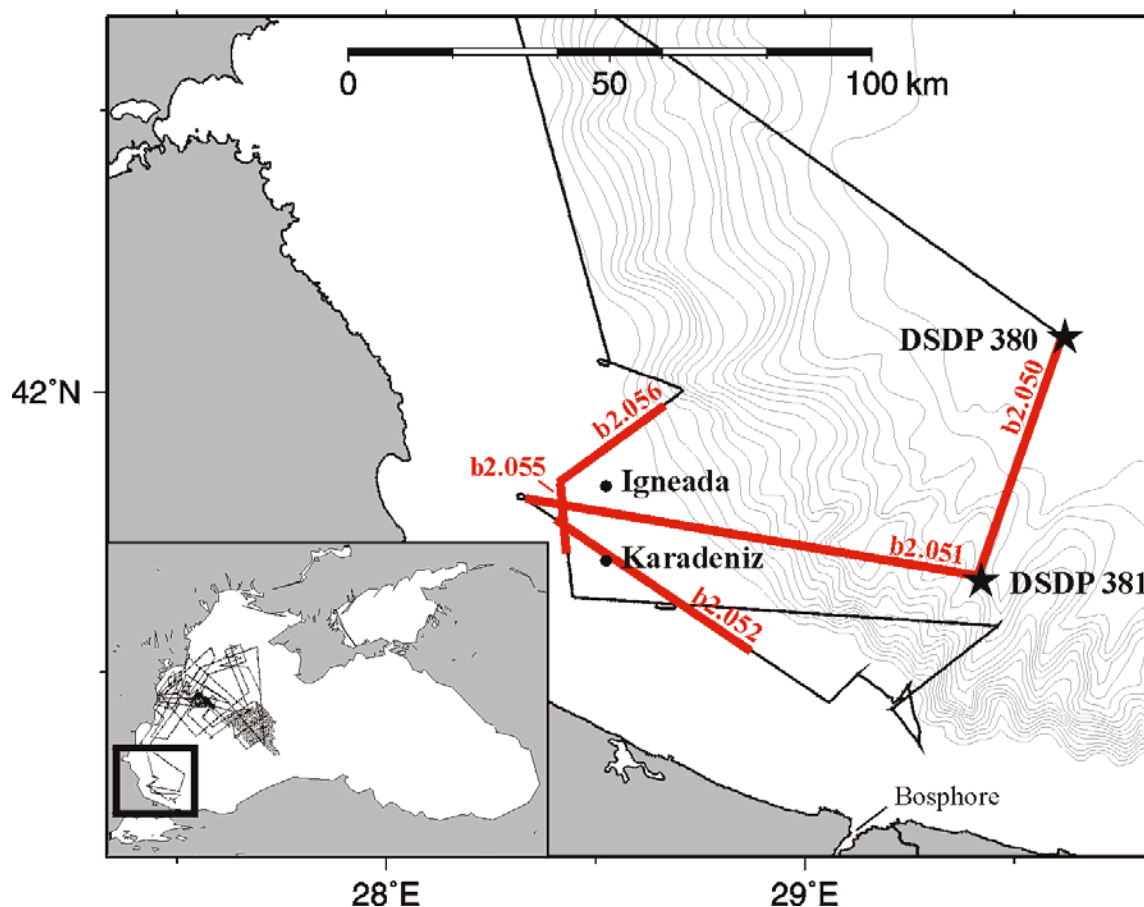


Figure III-49. La zone bulgaro-turque et les profils HR présentés.

Cette zone d'étude présente un intérêt capital vis-à-vis de la problématique du messinien en mer Noire. En effet, on y trouve les forages DSDP, dont les découvertes sont à l'origine du débat sur la manifestation de la crise messinienne en mer Noire. L'étude de cette zone passera notamment par l'étape primordiale de la corrélation des unités 6 et IVd de ces forages avec les données sismiques HR BlaSON. Ces unités, datées du Messinien et caractérisant un environnement de dépôt peu profond, ont été interprétées par Hsü comme la signature sédimentaire d'une chute catastrophique du niveau de la mer Noire à la fin du Messinien [Hsü et Giovanoli, 1979].

En outre, le manque relatif de données de forages associé à la faible densité de couverture sismique HR, ne nous permettent pas d'envisager de mener sur cette zone une analyse stratigraphique "complète" du type de celle réalisée sur la plate-forme roumano-ukrainienne.

C'est pourquoi, nous concentrerons ici nos recherches sur la surface d'érosion messinienne pour laquelle nous disposons de nombreux éléments intéressants.

Les autres discontinuités auxquelles nous ferons allusion (M, Q, IQU, ...) nous serviront simplement de repère stratigraphique et nous n'en détaillerons pas ici les caractéristiques.

Nous allons successivement étudier sur cette zone, les deux ensembles physiographiques que sont la plate-forme et la pente.

III-8.1. La plate-forme bulgare-turque

III-8.1.1. Les forages Karadeniz et Igneada

Il s'agit de deux forages d'exploration pétrolière. Karadeniz, foré par 76 m de fond, atteint 2588 m de pénétration. Igneada, situé 15 km au Nord du précédent et foré par 87 m de fond, atteint 3109 m de pénétration (Figure III-50).

Le forage Karadeniz traverse tout d'abord une très fine couverture de vases meubles quaternaires reposant en discordance sur une unité d'âge pliocène caractérisée par des horizons argileux intercalés de niveaux coquilliers et épaisse de 107 m. L'unité pliocène repose à son tour en discordance sur une unité d'âge oligocène supérieur à miocène moyen. Cette discordance correspond donc à un hiatus stratigraphique couvrant le Miocène supérieur jusqu'à la base du Pliocène. L'unité oligo-miocène, épaisse de 1386 m, correspond à une association d'argiles, de grès et de conglomérats d'origine deltaïque. Le forage pénètre ensuite une séquence épaisse de 963 m, composée de schistes argileux et de grès d'âge paléocène à oligocène inférieur reposant en discordance sur 63 m de *pillow lavas*, tufs et calcaires micritiques rouges d'âge crétacé supérieur.

Le forage Igneada traverse au sommet un prisme progradant quaternaire épais de 140 m reposant en discordance sur le Pliocène. L'unité pliocène traversée, épaisse de 284 m et composée d'horizons argileux à niveaux coquilliers, caractérise un milieu de dépôt marin peu profond. Elle repose en discordance sur les séries d'âge oligocène supérieur à miocène moyen. On retrouve ici le hiatus stratigraphique majeur du miocène inférieur précédemment mis en évidence. Les caractéristiques lithologiques de l'unité oligo-miocène, épaisse ici de 1380 m, sont identiques à celles décrites dans le forage Karadeniz. Le forage pénètre ensuite, sur 1228 m, une succession de schistes argileux et turbidites d'âge éocène supérieur à oligocène inférieur.

Nous retiendrons de la stratigraphie de ces deux forages, la mise en évidence d'un important hiatus stratigraphique à la limite entre le Miocène et le Pliocène. Dans les deux forages, ce hiatus couvre tout le Miocène supérieur. Si l'origine érosive de ce hiatus reste à prouver, parmi les événements à la transition Miocène-Pliocène pouvant en être la cause, la crise messinienne apparaît d'ores et déjà comme le candidat idéal.

Le forage Karadeniz se corrèle directement (après conversion des m en ms temps-double) avec le profil b2.052 qui passe à son aplomb (Figure III-55). Le forage Igneada, qui n'a pu être positionné avec précision qu'après la campagne BlaSON 2, se trouve relativement à l'écart des lignes sismiques. Il peut cependant se corréler par projection avec les profils b2.051 et b2.056 dont il se trouve éloigné respectivement de 5,6 et 6,25 km (Figure III-51).

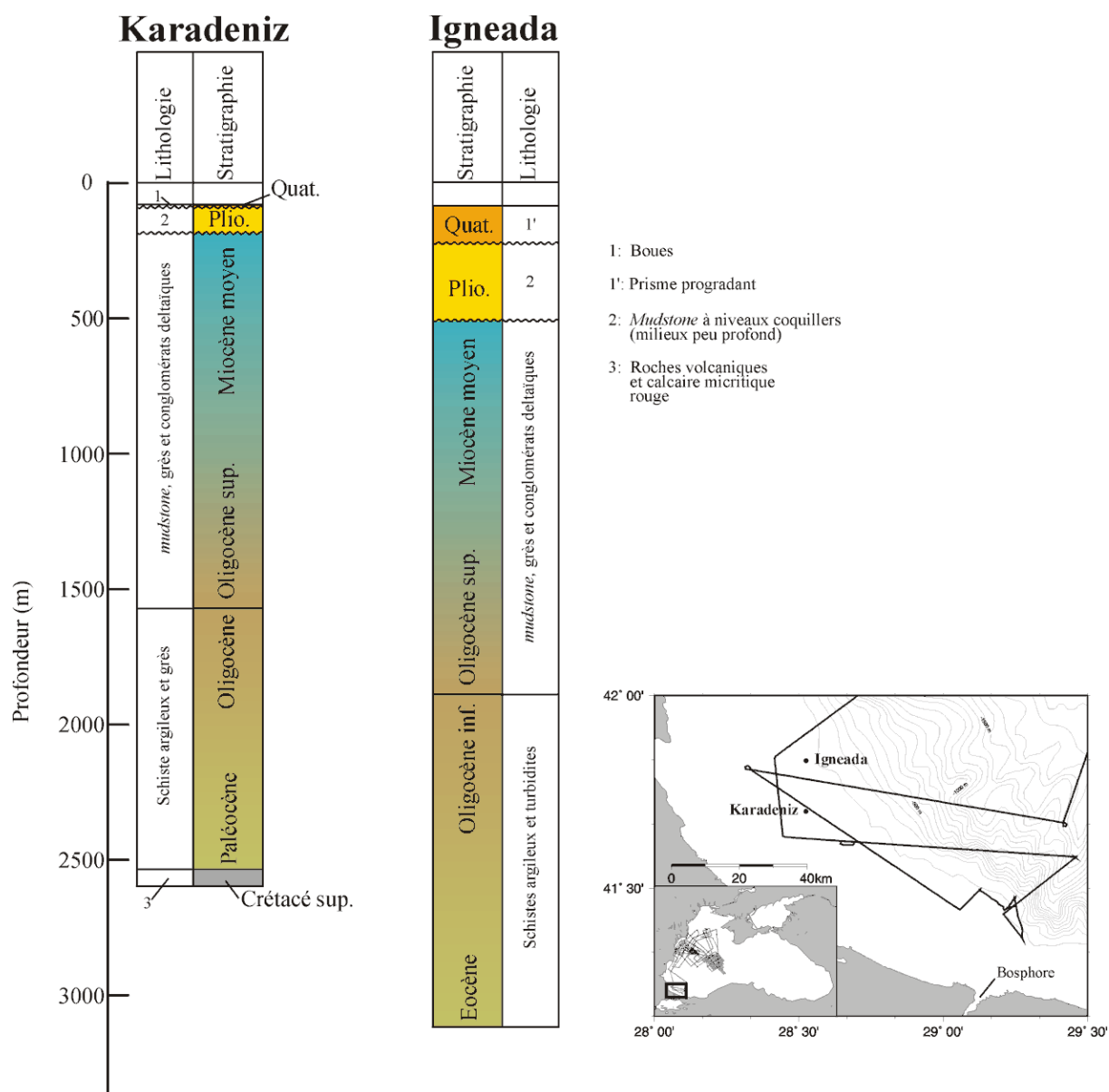


Figure III-50. Stratigraphie et lithologie des forages Karadeniz et Igneada.

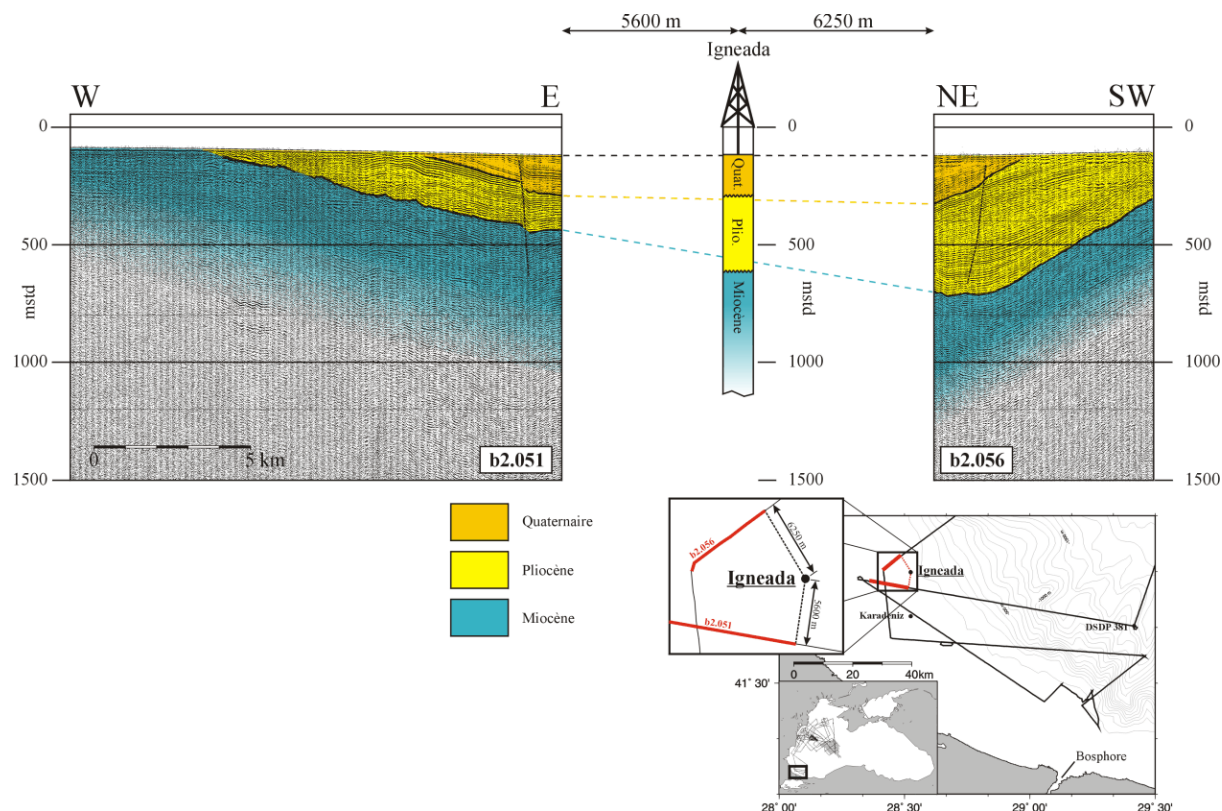


Figure III-51. Corrélation par projection du forage Igneada avec les profils b2.051 et b2.056.

III-8.1.2. Les lignes sismiques HR du plateau bulgare-turc

La corrélation des profils b2.051 et b2.056 avec la projection du forage Igneada, s'étend au profil b2.055 (Figure III-49 et Figure III-54) qui relie entre eux ces deux derniers. Elle permet d'identifier, sur ces trois lignes sismiques, les unités stratigraphiques miocène, pliocène et quaternaire. Toutes ces séries présentent un pendage important vers le bassin. Nous pouvons proposer pour ce pendage une origine tectonique (surrection à terre des Balkans et Pontides) combinée à une accélération de la subsidence dans le bassin au Plio-Quaternaire [Nikishin et al., 2003].

Cette évolution a conduit à la mise ne place sur cette portion de plate-forme d'un schéma stratigraphique tout à fait exceptionnel dans lequel les séries miocènes sont subaffleurantes en position proximale (Figure III-52). Les séries pliocènes, relativement peu épaisses (de 100 à 400 ms), reposent en discordance sur le Miocène moyen (discontinuité MES corrélée avec la limite Miocène-Pliocène du forage Igneada). Ces séries sont subaffleurantes en position médiane. L'unité quaternaire, qui reste pelliculaire sur le plateau interne (forage Karadeniz), forme sur le plateau externe un prisme sédimentaire impressionnant qui s'épaissit rapidement pour atteindre 1000 ms d'épaisseur sous le rebord de pente (Figure III-53). Ce prisme repose en discordance sur les séries pliocènes (discontinuité Q corrélée avec la limite Pliocène-Quaternaire du forage Igneada). On notera la présence au sein des séries quaternaires d'une discontinuité interne (IQU) d'origine érosive (troncatures).

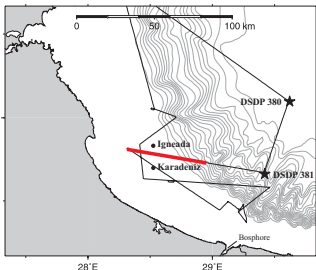
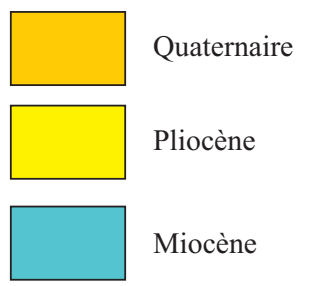
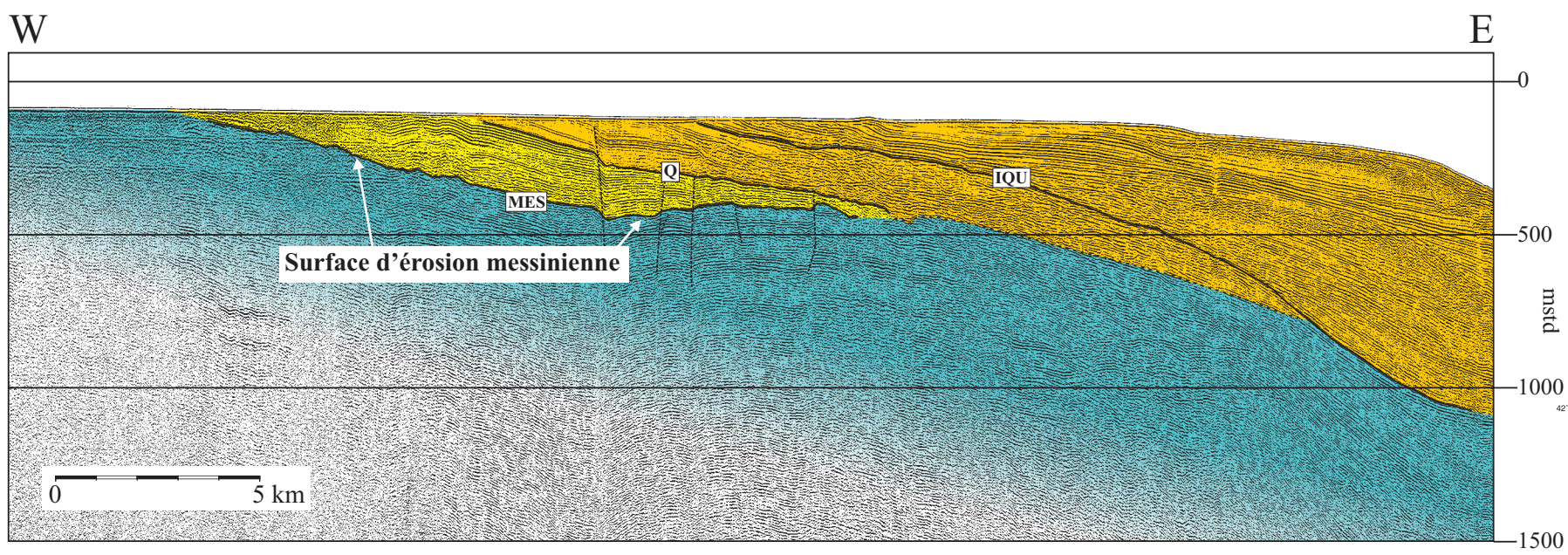
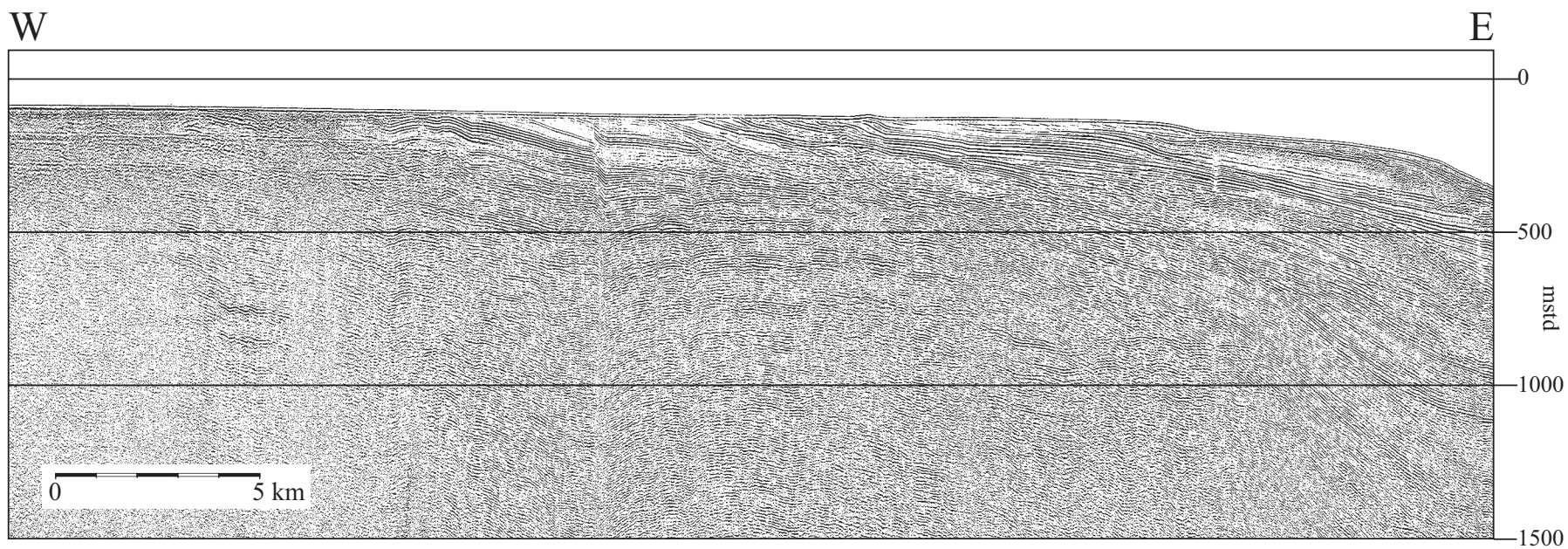


Figure III52. Profil HR BlaSON b2.051 et son interprétation

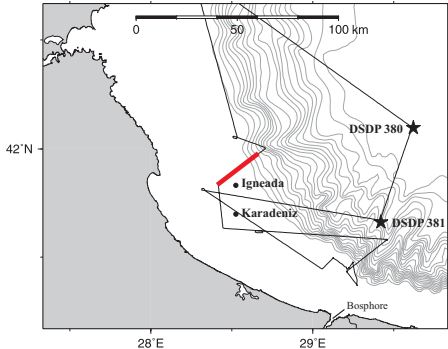
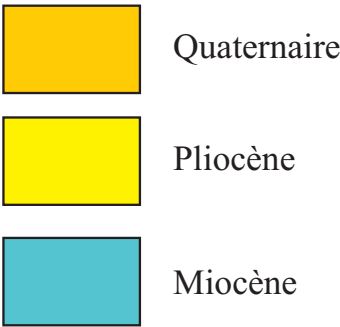
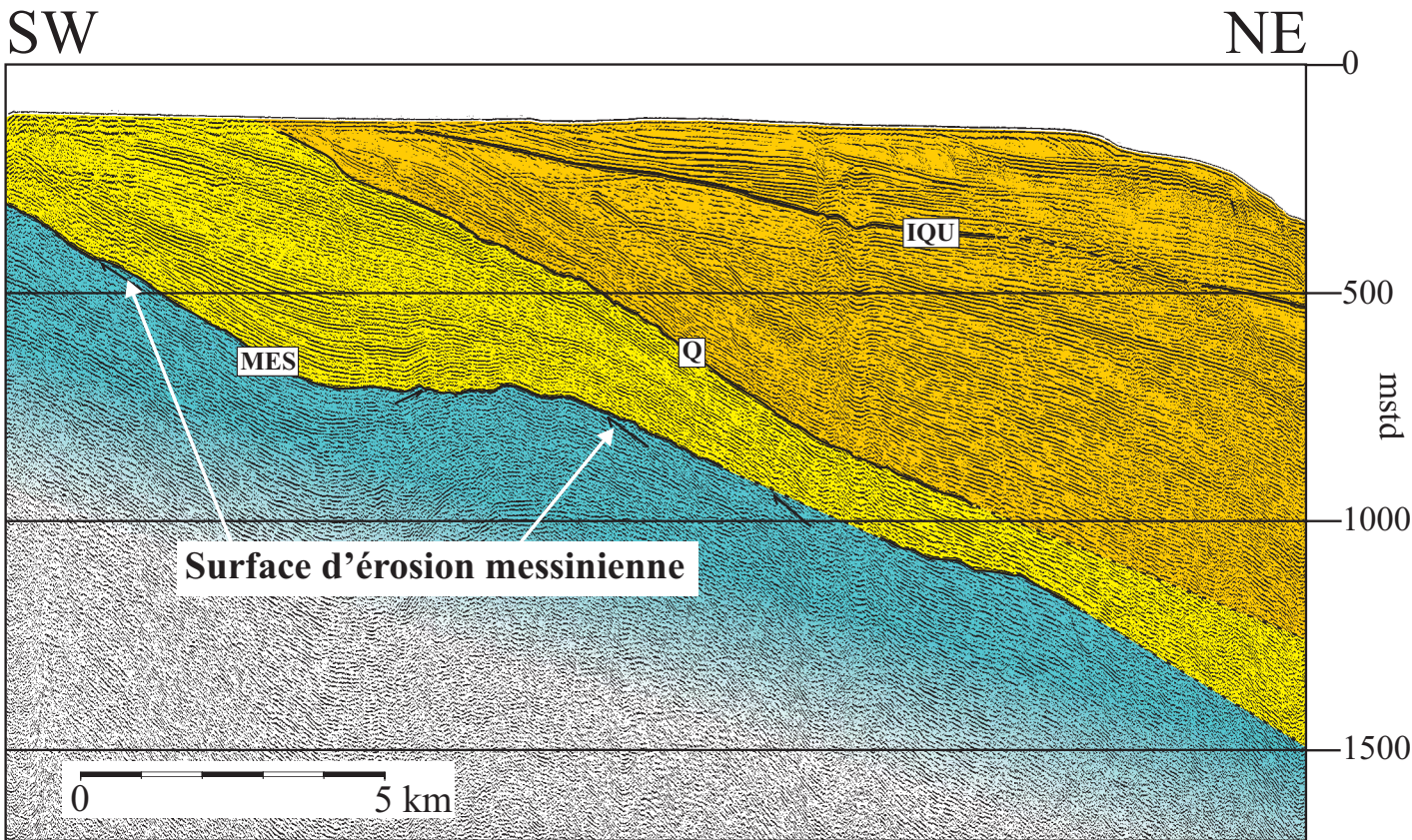
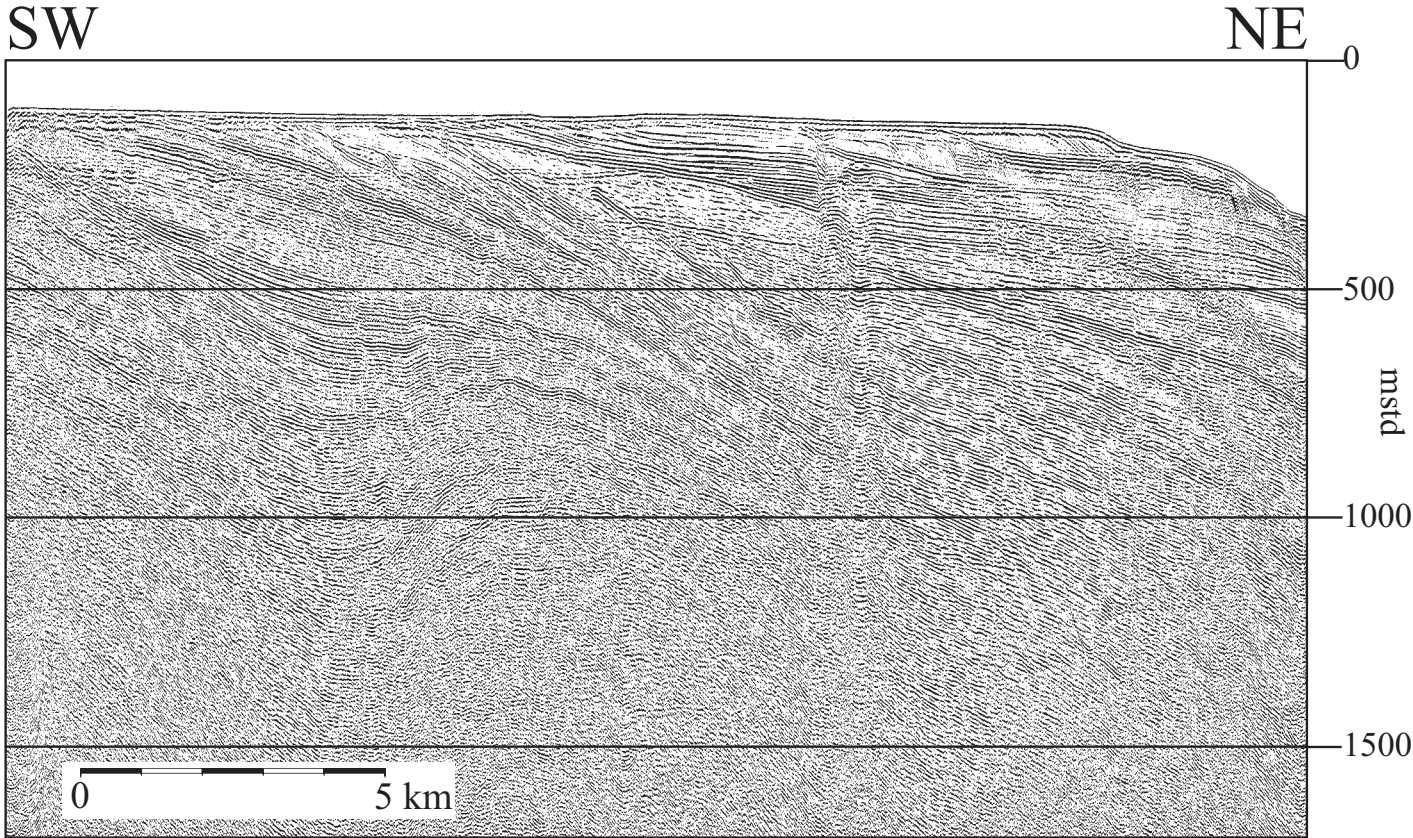


Figure III53. Profil HR BlaSON b2.056 et son interprétation

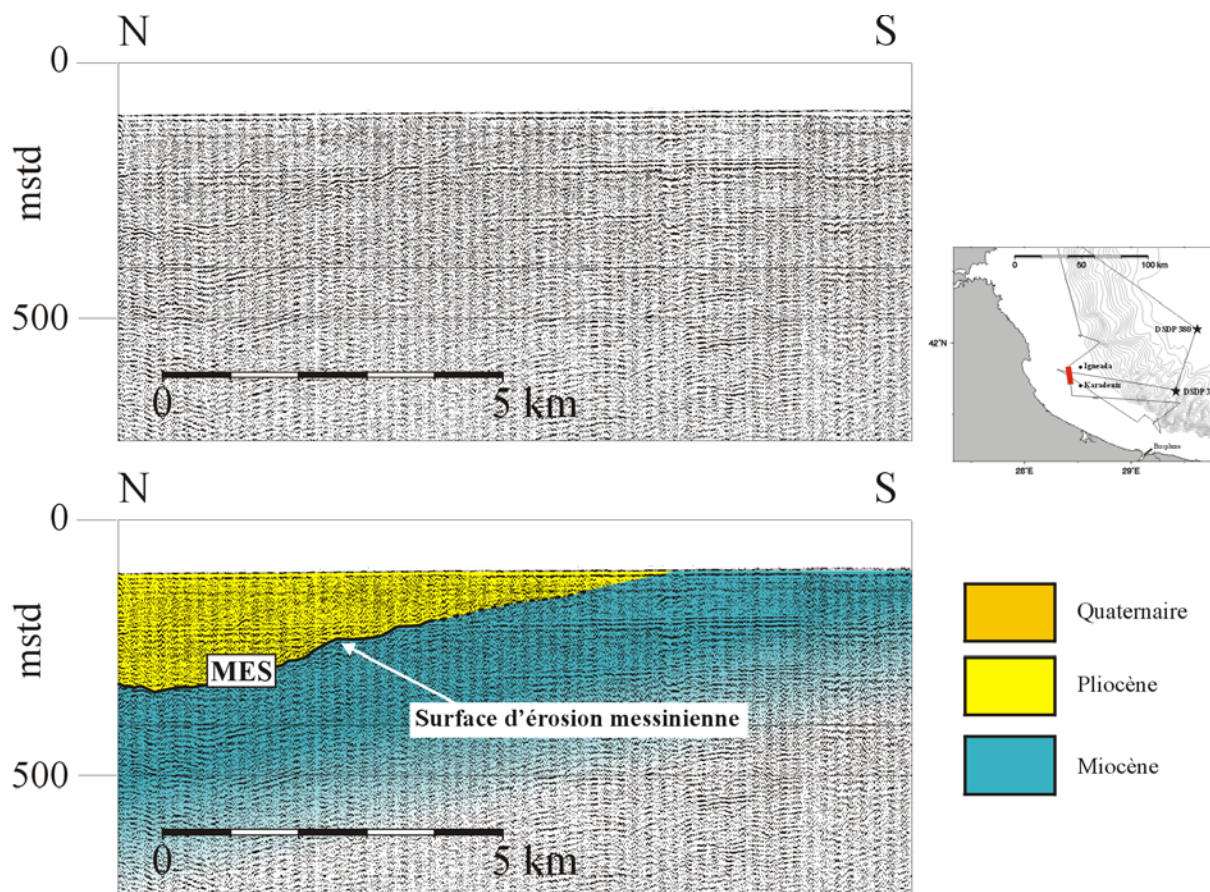


Figure III-54. Profil HR BlaSON b2.055 et son interprétation.

Le calage de ces profils sismiques avec le forage Igneada a permis de faire une découverte intéressante. En effet, la discordance du Pliocène sur le Miocène moyen, mise en évidence dans ce forage, se corrèle sur les profils sismiques b2.051 et b2.056 avec la discontinuité MES, qui présente toutes les caractéristiques d'une surface d'érosion majeure. Cette discontinuité, soulignée par un réflecteur de forte amplitude, recoupe tangentiellement les réflecteurs miocènes en de nombreuses troncatures d'érosion et présente une morphologie marquée localement d'incisions d'ordre secondaire.

Cependant, sur les profils b2.051 et b2.056 (Figure III-52 et Figure III-53), cette surface d'érosion reste difficilement identifiable. En effet, elle se noie parmi les réflecteurs internes de forte impédance des unités sous et sus-jacente.

Sur le profils b2.055 (Figure III-54), pourtant partiellement altéré par la présence de gaz, cette surface correspond à un réflecteur de forte impédance et de morphologie marquée se détachant sur le faciès acoustique sourd ambiant.

Du fait de sa position stratigraphique (à la limite entre le Miocène et le Pliocène) nous appellerons désormais cette discontinuité (MES): la surface d'érosion messinienne. Nous ne pouvons cependant pour l'instant nous prononcer sur la nature (tectonique, eustatique) et l'ampleur de l'événement à son origine.

Le profil longitudinal b2.052 (Figure III-55), qui passa à l'aplomb de ce site, se corrèle directement avec le forage Karadeniz. Cette corrélation permet d'identifier sur cette ligne sismique les unités stratigraphiques oligocène, miocène, pliocène et quaternaire.

Au sein des séries oligo-miocènes, nous avons pu identifier une discontinuité érosive, soulignée par un réflecteur discontinu mais de forte impédance. Bien que les séries oligocènes et miocènes restent indifférenciées dans le forage Karadeniz et que nous ne disposions donc pas de calage stratigraphique précis, nous interprétons cette discontinuité, par analogie avec la discontinuité majeure du plateau roumano-ukrainien, comme la surface d'érosion M marquant la base des séries miocènes.

Dans les séries sus-jacentes, un canyon gigantesque entièrement comblé a été repéré sur le profil b2.052. D'une largeur relative de 10 km, ce canyon atteint 750 ms de profondeur, soit 675 m, pour une vitesse de propagation dans les sédiments de 1800 m/s. En l'absence de fleuve majeur à proximité (nous sommes au large de l'isthme "reliait" l'Europe à l'Asie), la présence et la question de la genèse de ce canyon revêtent un caractère énigmatique.

Nous avons été confrontés lors de l'interprétation de ce profil, aux problèmes de résolution propre à notre système d'acquisition sismique. La géométrie, limitée à 24 traces, de notre système HR ne nous a pas permis d'obtenir une suppression parfaite des multiples dans les premières centaines de millisecondes de pénétration. Ces difficultés nous ont amené, en ce qui concerne la calibration chronostratigraphique de ce canyon, à proposer deux interprétations distinctes.

Dans ces deux interprétations (Figure III-55), à l'Ouest du canyon, la discordance mio-pliocène du forage Karadeniz se corrèle sur les données sismiques HR avec une surface d'érosion (discontinuité MES), soulignée par un réflecteur de forte impédance mais de continuité médiocre, dont la morphologie est localement marquée par une incision d'une centaine de ms de profondeur (à l'Ouest et à proximité immédiate du forage). Sur la base du calage avec le forage Karadeniz, nous interprétons cette surface comme la surface d'érosion messinienne.

Selon l'interprétation n°1 (Figure III-55), la phase d'érosion à l'origine du creusement de cet imposant canyon correspond à une discontinuité intra-pliocène (PLU: *PLiocene Unconformity*). Dans cette interprétation, ce canyon intra-pliocène entaille profondément les séries pliocènes et miocènes en emportant par la même occasion une grande partie de la signature érosive messinienne sous-jacente. Seule subsiste, au voisinage immédiat du forage Karadeniz, une petite portion de cette surface d'érosion.

Dans l'interprétation n° 2 (Figure III-55), la surface d'érosion messinienne reconnue aux abords du forage Karadeniz se connecte et se poursuit par la profonde incision du canyon. Cet imposant canyon est donc interprété ici comme issu de la phase d'érosion messinienne en mer Noire.

Dans les deux interprétations, la majeure partie du remplissage de ce canyon est assurée par les apports sédimentaires pliocènes. Dans l'interprétation n°2, ce remplissage pliocène est temporisé par une seconde phase de creusement du canyon (discontinuité PLU), d'ampleur cependant réduite par rapport à la phase messinienne.

L'unité stratigraphique quaternaire, épaisse au maximum de 200 ms, repose en discordance (discontinuité Q) sur les séries pliocènes et scelle définitivement le comblement de ce canyon. On retrouve au sein de cette unité la discontinuité repère IQU.

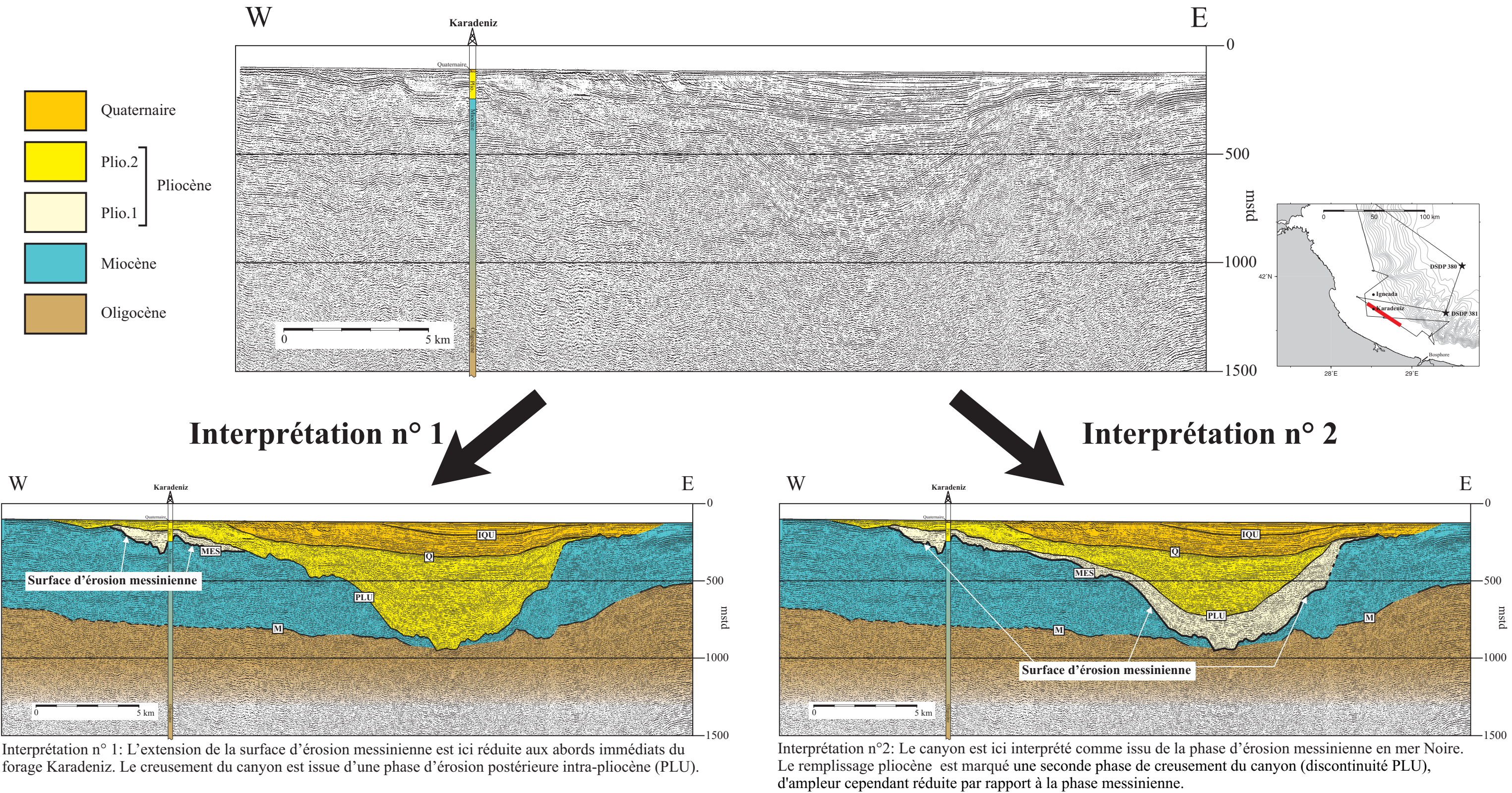


Figure III-55. Profil HR BlaSON b2.052 et sa double interprétation

III-8.2. La pente au large du Bosphore

III-8.2.1. Les forages DSDP 380 et 381

Les forages DSDP 380 et 381 sont localisés respectivement en pied de pente (2107 m) et sur le talus (1728 m) au large du Bosphore (Figure III-56). La pénétration est de 1073,5 m pour le site 380 et de 503,5 m pour le site 381. Ils ont été réalisés lors du leg DSDP 42 B en 1975 [Ross et Neprochnov, 1978] (Deep Sea Drilling Program).

Ce leg DSDP a permis la découverte dans chacun de ces deux forages d'unités lithologiques singulières situées à la transition entre le Miocène et le Pliocène. Il s'agit de l'unité IVd du site 380 et de l'unité 6 du site 381 (Figure III-56). Ces deux unités stratigraphiques corrélées entre elles sont caractérisées par des brèches et de la dolomie stromatolitique. De nombreux critères lithologiques et paléontologiques indiquent que ces formations atypiques se sont mises en place dans un environnement peu profond [Schrader, 1978; Stoffers et Müller, 1979], c'est pourquoi, étant donnée leur position stratigraphique (limite Miocène/Pliocène), elles ont été interprétées par Hsü, qui venait de développer un modèle similaire en Méditerranée [Hsü et al., 1973a], comme la signature sédimentaire d'une chute catastrophique du niveau de la mer Noire à la fin du Messinien [Hsü et Giovanoli, 1979].

Il est intéressant de noter que de récents travaux de palynologie à haute résolution ont depuis permis un calage chronostratigraphique extrêmement précis de ces unités [Popescu, accepté]. Ces travaux, sans toutefois valider dans le détail l'hypothèse de Hsü, démontrent que ces formations (unités IVd et 6) sont d'âge miocène terminal (fin du Messinien) et sont recouvertes directement par des sédiments marins (unités IVc et 5) du Pliocène basal (Zancéen).

Il est donc désormais établi que la mise en place, en bas de pente, de ces formations d'environnement peu profond est contemporaine de la crise messinienne en Méditerranée.

Ces deux forages se corrélaient directement avec les lignes sismiques de la campagne BlaSON 2. Le forage DSDP 380 se situe au croisement des profils b2.049 et b2.050. Le forage DSDP 381 se situe au croisement des profils b2.050 et b2.051 (Figure III-56).

III-8.2.2. Les profils b2.050 et b2.051

Le profil b2.050, perpendiculaire au rebord de plateau, relie, tout en remontant le pied de pente, les forages DSDP 380 et 381 (Figure III-57). Le profil b2.051, presque perpendiculaire au précédent, remonte la pente obliquement depuis le site 381 jusqu'à sur le plateau. Ce dernier recoupe transversalement de nombreux canyons sous-marins actuels, dont la présence interdit l'interprétation de la partie profonde de ce profil (corrélation stratigraphique d'un interfluve à l'autre impossible). De ce fait, l'interprétation proposée pour ce profil se limite ici à sa portion située au voisinage immédiat du site 381.

Grâce aux forages DSDP, nous avons identifié sur ces deux profils profonds deux principales unités stratigraphiques: une unité miocène recouverte en discordance (discontinuité MES) par une unité plio-quaternaire.

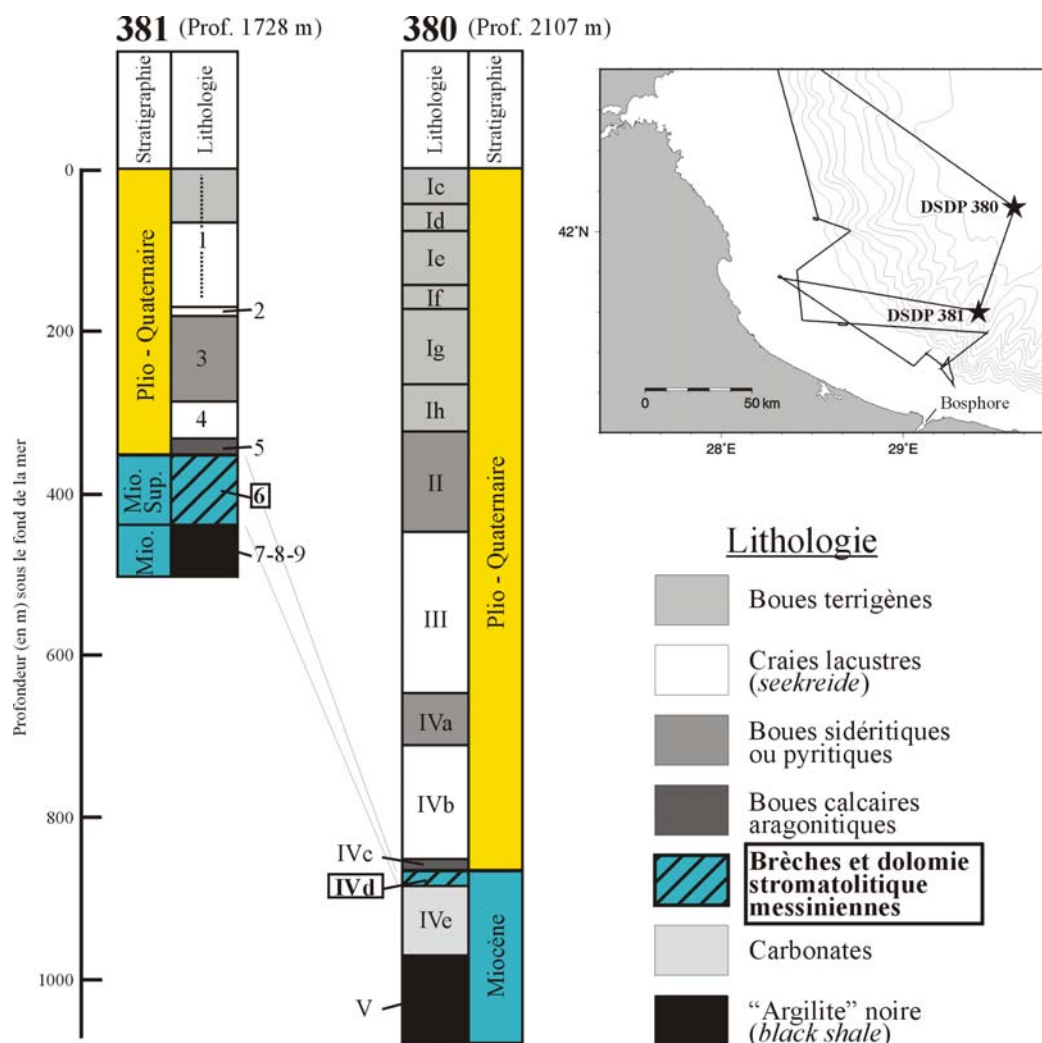


Figure III-56. Stratigraphie et lithologie des forages DSDP 380 et 381.

Sur le profil b2.050 (Figure III-57), au niveau du site 381, sous une tranche d'eau de 1728 m et à 437 m sous le fond, le toit de l'unité 6 (d'âge messinien et caractérisant un environnement de dépôt peu profond) se corrèle avec une surface d'érosion. Celle-ci, soulignée par un réflecteur de forte impédance et par de nombreuses troncatures d'érosion, présente une morphologie marquée par des d'incisions d'ordre secondaire. Sur la base des arguments chronostratigraphiques énoncés précédemment, nous interpréterons cette surface comme la surface d'érosion messinienne.

Cette surface est également reconnue au début du profil voisin b2.051. Au passage du premier interfluve, son identification devient cependant difficile.

En aval du site 381, sur le profil b2.050, la surface d'érosion messinienne plonge doucement vers le bassin. Le réflecteur correspondant à cette surface devient vite très discontinu. Ce réflecteur se distingue par sa forte impédance acoustique séparant un faciès relativement sourd. Bien que très discontinu, cette caractéristique nous permet de le suivre jusqu'à environ 3600 ms de profondeur (soit 750 ms sous le fond), à quinzaine de km en amont du site 380. Au-delà de cette limite, l'identification de la surface d'érosion messinienne devient hasardeuse, et au niveau du site 380, le toit de l'unité IVd ne se corrèle avec aucun réflecteur significatif. La prolongation du profil de pente obtenue pour la surface d'érosion messinienne jusqu'au forage 380 suggère cependant une bonne corrélation de cette surface avec le toit de l'unité IVd. L'érosion ne semble cependant pas avoir atteint ce site profond.

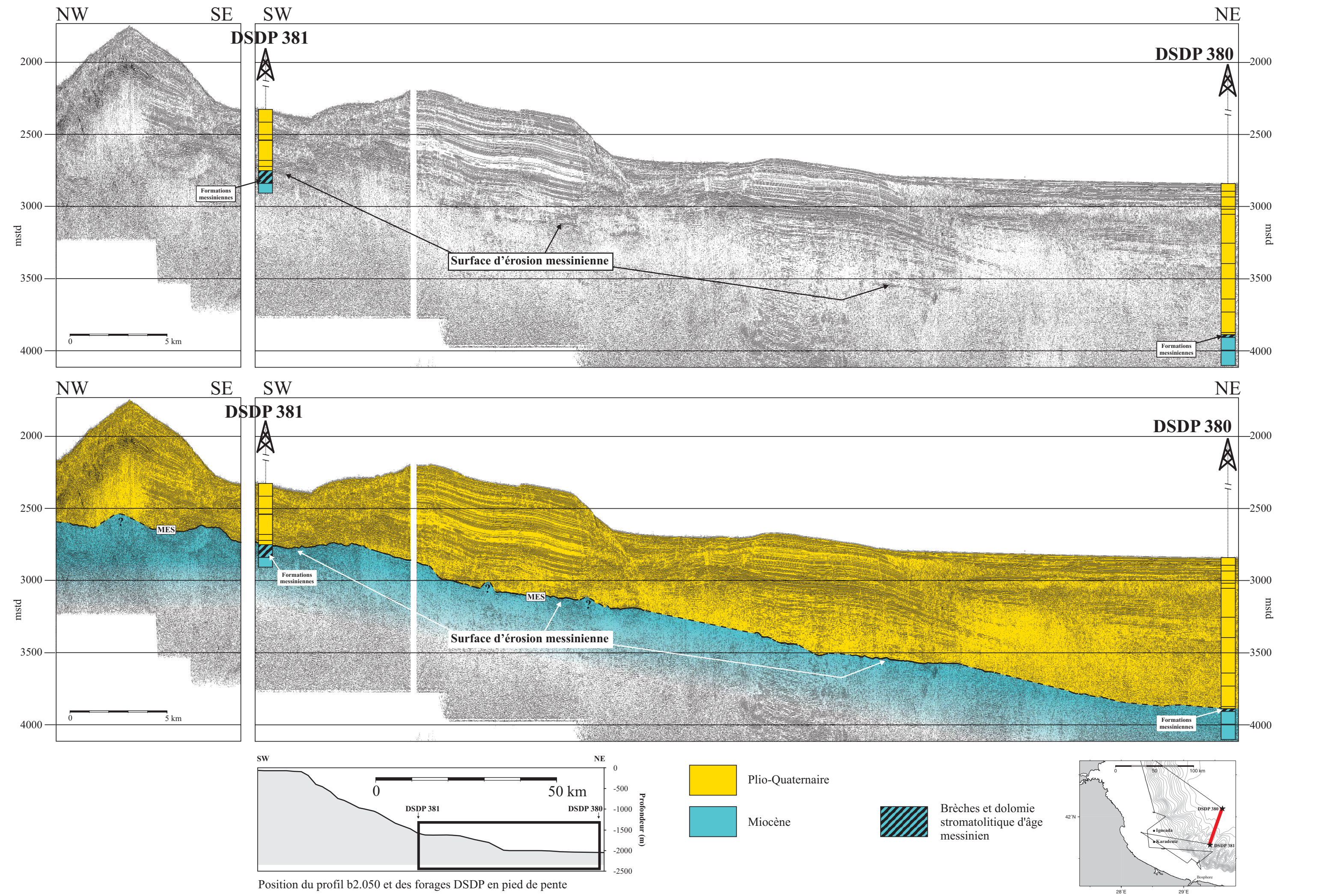


Figure III-57. Profils HR BlaSON b2.050 et b2.051 et leur interprétation

III-8.3. Conclusion-discussion

Les travaux menés sur le plateau et la pente bulgaro-turque, basés notamment sur la corrélation des forages DSDP avec nos données sismiques HR, nous ont amené à faire une découverte majeure en ce qui concerne la manifestation de l'événement messinien en mer Noire: la surface d'érosion messinienne a pu être formellement identifiée sur cette marge. Cette surface d'érosion constituait l'un des chaînons manquants dans l'hypothèse, proposée par Hsü, d'une chute majeure du niveau de la mer Noire en réponse à la Crise Messinienne méditerranéenne. Sa découverte permet une avancée décisive dans la validation de cette hypothèse.

Cette surface d'érosion a été identifiée sur toute cette portion de la marge sud-ouest de la mer Noire, du plateau jusqu'au pied de pente.

En pied de pente, justement, la corrélation de cette surface d'érosion avec le toit de l'unité détritico-dolomitique en permet un calage chronostratigraphique extrêmement précis (limite Messinien-Zancléen basal). Par ailleurs, le caractère peu profond de cette unité sous-jacente, constitue un argument de poids en faveur de l'origine sub-aérienne de cette surface d'érosion et donc en faveur de l'hypothèse d'une chute majeure (bien en dessous du rebord de plateau) du niveau de la mer Noire au messinien. Dans cette hypothèse, l'identification jusqu'au pied de pente (15 km en amont du site 380) de cette surface d'érosion témoigne de l'ampleur catastrophique de cet événement.

Sur le plateau, où la surface d'érosion messinienne se corrèle avec la limite miopliocène des forages Karadeniz et Igneada, nous avons mis en évidence un profond canyon pour lequel nous avons été amené à proposer deux interprétations chrono-stratigraphiques distinctes. Dans la première, ce canyon est considéré comme issu d'une phase d'érosion intra-pliocène. Dans la seconde, il est considéré comme issue de la phase d'érosion messinienne en mer Noire.

Il semble désormais essentiel de s'interroger sur ce qu'implique de telles découvertes.

En ce qui concerne la surface d'érosion messinienne, celle-ci témoigne d'un événement qui a affecté l'ensemble du bassin de la mer Noire. Dans l'hypothèse où la chute du niveau marin au Messinien a atteint le fond du bassin, l'ensemble des marges se sont trouvées exondées et ont toutes dû être affectées par cette phase d'érosion. La découverte de cette surface d'érosion messinienne sur la marge sud-ouest de la mer Noire peut être reliée à la découverte d'incisions majeures au sein des séries pontiennes (discontinuité IPU) sur la marge roumano-ukrainienne.

En ce qui concerne le canyon profond mis en évidence sur le plateau, les deux interprétations proposées nous amènent à nous interroger sur le phénomène à l'origine de son creusement. En l'absence de fleuve majeur susceptible d'en être la cause, il semble raisonnable, étant donnée la situation géographique, de proposer dans les deux cas que ce canyon soit lié à une paleo-connexion avec la Méditerranée. Dans l'hypothèse où ce canyon est considéré comme messinien, il pourrait constituer la signature érosive de la remise en eaux zancléenne, via celle de la méditerranée, de la mer Noire.

L'ensemble de ces discussions seront développées dans le chapitre suivant.

PARTIE IV. DISCUSSION

L'évolution paléogéographique particulière de la Paratéthis au cours de l'Oligocène et du Néogène, caractérisée par de nombreux épisodes de connexion/déconnexion, nous a amené à nous interroger sur l'impact en terme de variation du niveau marin de ces phases d'isolement répétées sur les différents domaines paratéthisiens. Parmi ces domaines, nous nous sommes intéressé plus particulièrement au bassin Euxinique (mer Noire), et avons mené en ce sens une étude à haute résolution de la stratigraphie oligo-néogène de la plate-forme roumano-ukrainienne. L'analyse des données sismiques HR BlaSON et des quelques lignes pétrolières dont nous disposons, a permis de mettre en évidence et de décrire en détails de nombreuses surfaces d'érosion au sein des séries post-rift (Eocène à Quaternaire) de cette plate-forme. La discussion relative à l'interprétation de chacune de ces surfaces en terme de signature érosive d'une réponse eustatique du bassin à une phase de déconnexion fait l'objet du premier chapitre de la discussion.

Nous avons vu par ailleurs que, parmi toutes les phases d'isolement proposées pour le bassin Euxinique, celle entraînée par la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée présentait vis à vis de notre problématique principale un intérêt remarquable. Ceci notamment du fait qu'il a été proposé que la mer Noire a connu une chute drastique de son niveau à la fin du Messinien en réponse à la Crise de Salinité en Méditerranée [Hsü et Giovanoli, 1979]. Dans un second chapitre, nous discuterons de la validité de cette hypothèse, au regard des importantes découvertes apportées par nos investigations. Dans un second temps, nous resserons le débat sur l'implication du fleuve Danube dans cet événement, en associant les travaux menés dans le bassin Dacique [Clauzon et al., accepté] à nos propres résultats.

Chapitre IV-9. Les réponses eustatiques du bassin de la mer Noire aux multiples phases d'isolement tertiaires : le cas des surfaces d'érosion anté-messinienne.

L'analyse des lignes sismiques, dans le cadre de cette étude, a été menée selon la méthode de la stratigraphie sismique afin de reconstituer, à partir des interprétations des sections sismiques, la courbe des variations relatives du niveau marin à l'échelle du bassin.. Cependant l'application rigoureuse des principes menant aux interprétations eustatiques, s'est avérée ici difficile. Nous nous sommes heurtés notamment au manque d'information concernant l'évolution eustatique toute particulière de la mer Noire et concernant la subsidence des marges considérées. L'absence quasi-totale de renseignement concernant la lithologie des séries étudiées a également gêné l'interprétation des séquences sismiques en termes d'environnements de dépôt.

L'étude présentée dans ce mémoire s'est donc concentrée sur l'identification des séquences sismiques et en particulier sur l'analyse et le calage chronostratigraphique des discontinuités érosives (surfaces d'érosion) les délimitant.

En ce qui concerne l'origine des ces surfaces d'érosion, comme pour toute surface d'érosion de marge, deux facteurs doivent être considérés:

- L'eustatisme (variations absolues du niveau marin).
- La tectonique (surrection en contexte compressif).

Nous avons vu que la phase de rifting mésozoïque (ouverture de la mer Noire) a été suivie au Tertiaire d'un épisode compressif régional à l'origine de la surrection des principales chaînes alpines entourant le bassin. La présente étude ainsi que de nombreux travaux antérieurs [Robinson et al., 1996; Dinu et al., 2002; Tambrea et al., 2002] montrent cependant, bien qu'elle a pu être localement affectée (zone Kalamit et flanc oriental de la dépression d'Istria), que la plate-forme roumaine a été relativement épargnée par cette phase compressive tardive. Notre étude montre également que toutes les surfaces d'érosion mises en évidence ont une extension géographique régionale et sont implantées indifféremment sur les zones qui furent tectoniquement "stables" (zone Istria) ou actives (zones Kalamit) au cours du Tertiaire. Cela signifie que parmi les facteurs potentiellement à l'origine de la mise en place de ces surfaces, l'eustatisme fut probablement le facteur prépondérant.

Nous proposons donc maintenant, au regard des informations réunies à leur sujet, d'interpréter ces surfaces d'érosion en termes de variations du niveau marin (mais sans quantification précise) du bassin Euxinique. Nous tenterons de mettre en lien ces variations eustatiques avec l'évolution paléogéographique de ce bassin.

Nous nous intéresserons ici exclusivement au cas des déconnexions et variations eustatiques anté-messiniennes et examinerons dans le détail les surfaces E et O, ainsi que la surface M et toutes ces composantes (M.i, P et L.IPU). Le cas de l'événement messinien et de la discontinuité IPU fait en effet l'objet d'un chapitre distinct (second chapitre de cette discussion).

IV-9.1. Les surfaces d'érosion E et O

IV-9.1.1. Rappel de leurs principales caractéristiques

Les surfaces d'érosion E et O constituent les discontinuités érosives les plus profondes que nous avons pu mettre en évidence au cours de notre étude. Elles correspondent respectivement aux discordances situées à la base de l'Eocène et de l'Oligocène. Le cas de ces deux surfaces d'érosion reste difficile à appréhender. En effet, la sismique HR BlaSON, du fait de son manque relatif de pénétration, n'a permis de récolter que de très rares informations les concernant. Les quelques renseignements utiles qui ont pu être rassemblés à leur sujet, se limitent à ceux fournis par les 6 profils de sismique "lourde" industrielle mis à notre disposition par l'université de Bucarest. En ce qui concerne la surface E, les informations à son sujet sont d'autant plus limitées que celle-ci est la plupart du temps tronquée par la surface O sus-jacente.

Nous avons pu cependant noter les caractéristiques suivantes :

- Les surfaces d'érosion E et O correspondent respectivement aux hiatus stratigraphiques du Paléocène-Eocène inférieur et de la fin de l'Eocène.
- Ces deux surfaces d'érosion profondes, soulignées chacune par un réflecteur de forte amplitude et de nombreuses troncatures d'érosion, présentent une extension régionale. Elles ont pu être identifiées sur toute la longueur de la plate-forme roumaine (Figure III.9) et transversalement, de sa partie interne jusqu'à proximité du rebord de pente actuel, soit sur plus de 75 km d'amont en aval (figures III.11 et III.12).

- La surface E a été reconnue à des profondeurs comprises entre 1250 m (figure III.13, forage Unirea) et 4000 m (figure III.12), la surface O entre 850 m (figure III.13, forage Unirea) et plus de 5000 m (figure III.13).
- Ces surfaces d'érosion définissent une vaste dépression (dépression d'Istria) accompagnée de cuvettes de dimensions plus réduites. La morphologie de chacune apparaît étroitement contrôlée par les structures extensives sous-jacentes (graben et blocs basculés).
- La morphologie de la surface O est localement marquée par des incisions d'ordre secondaire (type chenal) (figure III.13 et III.14).

Du fait de la profondeur atteinte par ces surfaces d'érosions, leur pouvoir érosif nous apparaît fort. Il reste cependant difficile à ce propos de faire la part des choses entre :

- L'incision réellement issue de ces phases d'érosion.
- La morphologie héritée des structures extensives dans lesquelles elles se sont préférentiellement mises en place.
- La subsidence, qui du fait de l'épaisseur du comblement sédimentaire dans la dépression d'Istria, n'aura pas manqué d'y être plus forte que sur les hauts structuraux environnants.

IV-9.1.2. Les hypothèses relatives à l'origine de ces surfaces

En ce qui concerne la genèse de ces surfaces, nous savons que le facteur eustatique a probablement joué le rôle prépondérant. Si ces surfaces sont dans tous les cas relatives à une chute du niveau marin, il semble essentiel de rappeler que deux possibilités doivent être envisagées :

Soit la chute est importante et le niveau marin descend bien plus bas que le rebord de plate-forme.

Soit l'ampleur de la chute est plus faible et le niveau marin, au maximum, atteint cette limite.

Ces deux cas de figures sont à mettre en lien avec les séquences de type 1 et 2 définies dans le concept de la stratigraphie séquentielle [Vail et al., 1987]. Nous nous permettrons de faire une utilisation restreinte au sens eustatique de ces termes de stratigraphie séquentielle, et parlerons de chutes eustatiques respectivement de type 1 (chute importante) et de type 2 (chute faible) afin de rapidement caractériser leur ampleur.

Il est intéressant de noter que dans le cas de notre bassin géographiquement relativement isolé, les chutes de type 1, si elles aboutissent à une déconnexion totale du bassin, pourront avoir une expression exacerbée (chute du niveau marin de l'ordre de plusieurs milliers de mètres, du type de celle connue en Méditerranée au Messinien).

Nous savons que, dans l'évolution paléogéographique de la Paratéthys, jusqu'au Pliocène, les phases d'isolement ont été surtout commandées par la tectonique compressive alpine et non par l'eustatisme global (Chapitre I.2.1). Nous considérerons donc que, jusqu'à la fin du Miocène, les chutes eustatiques globales de type 2 (faibles ampleurs), du fait de la relative profondeur des seuils "transalpins", n'ont pu aboutir seules à l'isolement des domaines paratéthysiens.

En considérant ces deux possibilités, nous allons maintenant examiner dans le détail chacun des scénarios envisageables (Figure IV-1).

Les équipes de Nikishin [Nikishin et al., 2003] et de Robinson [Robinson et al., 1995] ont estimé que la profondeur du bassin, de l'Eocène à l'Oligocène, était d'environ 2500 m. Nous utiliserons cette valeur pour évaluer la subsidence dans chacun des modèles proposés.

Les renseignements relatifs à la surface E étant trop fragmentaires, nous illustrerons les différentes hypothèses au travers du cas de la surface O (base de l'Oligocène). Ces hypothèses restent néanmoins applicables à la surface E.

Dans le cas d'une chute de type 2, nous pouvons proposer les deux hypothèses suivantes:

Hypothèse 1: Erosion subaérienne sur la plate-forme.

Dans cette hypothèse (Figure IV-1.1), la surface d'érosion à la base de l'Oligocène se serait mise en place en régime subaérien sur la paléo plate-forme de la mer Noire, exondée à la faveur d'une baisse eustatique globale d'ampleur "standard" (de 100 à 200 m. Cette hypothèse est donc valable en période de communication avec l'océan mondial (connexion).

Du fait, de la position actuelle de cette surface d'érosion, cette hypothèse nous amène cependant à proposer un taux de subsidence très fort. En effet, en supposant qu'un point (point repère), aujourd'hui situé à 5000 m de profondeur (profondeur maximale notée pour la discontinuité O), se trouvait au début de l'Oligocène (35 Ma) au niveau du rebord de plateau (max 200 m), cette hypothèse implique un taux de subsidence local moyen de près de 140 m/Ma (dans la dépression d'Istria, au niveau de la plate-forme externe actuelle).

Hypothèse 2: Erosion sous-marine de la pente.

Dans cette hypothèse (Figure IV-1.2), la surface d'érosion à la base de l'Oligocène serait due à une phase d'érosion sous-marine sur le paléotalus (creusement de canyons et glissements). Ce processus répond à une baisse eustatique globale d'ampleur "standard" (de 100 à 200 m), comme la première hypothèse, celle-ci peut donc s'appliquer en période de connexion du bassin avec l'océan mondial.

En supposant que notre point repère se situait au début de l'Oligocène (35 Ma), cette fois, à proximité du fond du bassin (pied de pente), alors profond de 2500 m [Nikishin et al., 2003], nous obtenons un taux de subsidence local moyen de 70 m/Ma.

Dans le cas d'une chute de type 1, nous pouvons proposer l'hypothèse suivante:

Hypothèse 3: Erosion subaérienne sur la plate-forme et de la pente.

Dans cette hypothèse (Figure IV-1.3), la surface d'érosion à la base de l'Oligocène se serait mise en place en régime subaérien sur la plate-forme et jusqu'en pied de pente à la faveur d'une chute drastique (de l'ordre de 2000 m) du niveau marin en mer Noire. Cette chute d'ampleur exceptionnelle, entraînant l'exondation des marges (plateau et pente), nécessite l'isolement du bassin (déconnexion).

En ce qui concerne la subsidence, la situation est exactement la même que dans l'hypothèse 2, soit un taux de subsidence local moyen de 70 m/Ma.

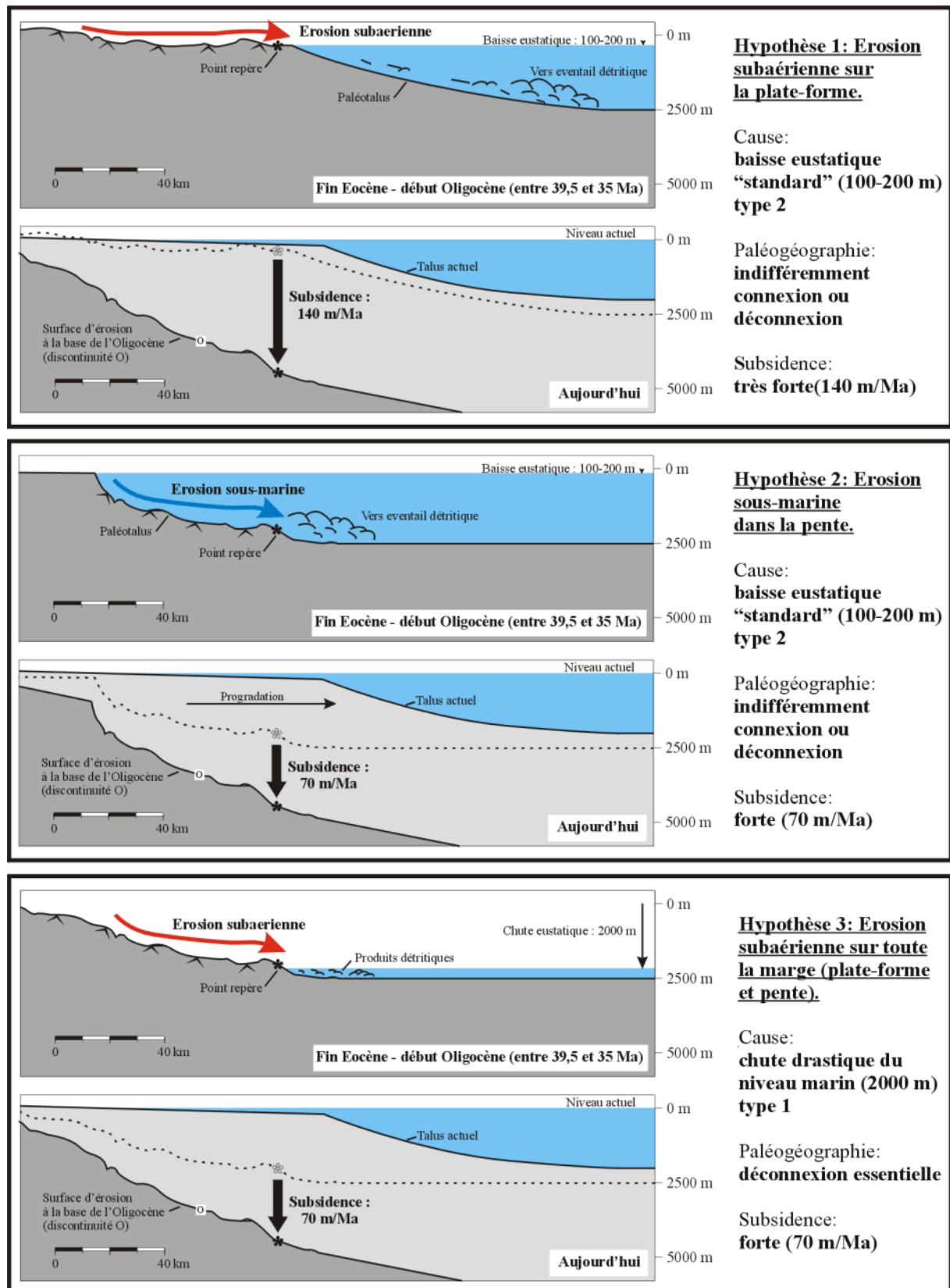


Figure IV-1. Les trois hypothèses relatives à l'origine des surfaces d'érosion E et O, illustrées au travers du cas de la surface O (base de l'Oligocène).

IV-9.1.3. Le "pour" et le "contre"

Hypothèse 1: Erosion subaérienne sur la plate-forme.

Les reconstructions paléogéographiques montrent qu'avant la fin de l'Eocène le domaine paratéthysien n'était pas encore individualisé et l'emplacement de la future mer Noire faisait alors partie de l'océan Téthys. Après son individualisation, le domaine paratéthysien est resté largement ouvert sur les domaines océaniques voisins jusqu'à la fin de l'Oligocène [Rögl, 1999; Dercourt et al., 2000; Meulenkamp et Sissingh, 2003]. De ce point de vue, l'hypothèse 1, valable en période de connexion, peut donc s'appliquer aux deux surfaces E (début Eocène) et O (Fin Eocène-début Oligocène).

En revanche, les caractéristiques morphologiques actuelles de ces surfaces ne s'accordent pas avec cette hypothèse. Les surfaces en question s'inscrivent, en effet, toutes deux profondément au sein de la dépression d'Istria. Bien que la subsidence ait pu depuis jouer un rôle dans l'approfondissement de ces surfaces, nous pouvons difficilement envisager qu'elles soient le fruit d'incisions subaériennes superficielles limitées à la partie haute de la marge.

D'après l'estimation réalisée pour la surface O, ce scénario implique par ailleurs un taux de subsidence excessivement élevé pour une marge passive (140 m/Ma).

Hypothèse 2: Erosion sous-marine dans le pente.

Comme l'hypothèse 1, l'hypothèse d'une érosion sous-marine affectant la pente répondant à une faible baisse du niveau marin s'accorde parfaitement avec les arguments paléogéographiques. Dans un contexte de connexion à l'océan global, les phases d'érosion sous-marines à l'origine de ces surfaces peuvent être mises en lien, dans l'évolution eustatique globale, avec des phases de bas niveau "standard" (100-200 m).

Selon les mêmes arguments morphologiques que vus précédemment, ces surfaces d'érosion pourraient correspondre à des paléotalus, incisés de profonds canyons, pour lesquels les incisions d'ordre secondaire de la surface O constitueraient les plus petites ramifications.

D'après l'estimation réalisée pour la surface O, le taux de subsidence impliqué par cette hypothèse apparaît cette fois plus réaliste (70 m/Ma).

Cette dernière hypothèse s'accorde donc avec l'ensemble des éléments relatifs à ces deux surfaces d'érosion.

Hypothèse 3: Erosion subaérienne sur la plate-forme et dans la pente.

La morphologie des surfaces E et O, définissant une vaste et profonde dépression s'inscrivant au sein de la dépression d'Istria, s'accorde avec l'hypothèse d'une surface d'érosion affectant l'ensemble de la marge, du plateau jusqu'en pied de pente. Dans cette hypothèse, les nombreuses incisions d'ordre secondaire caractérisant la surface O correspondraient à d'anciennes incisions fluviales.

Comme pour l'hypothèse 2, le taux de subsidence, estimé pour la surface O, reste réaliste pour la partie externe d'une marge passive (70 m/Ma).

Cependant, nous avons vu qu'une telle surface d'érosion subaérienne est nécessairement associée à une chute drastique du niveau marin, elle-même tributaire de la déconnexion totale du bassin vis-à-vis des bassins océaniques voisins. Or, les reconstructions paléogéographiques, basées entre autres sur les flux faunistiques, montrent clairement que,

jusqu'à la fin de l'Oligocène, le domaine paratéthysien, y compris la future mer Noire, communiquait largement avec l'océan global.

Cet argument paléogéographique nous permet d'éloigner définitivement cette hypothèse.

IV-9.1.4. Conclusion

Au regard de l'ensemble de ces arguments, nous privilégierons pour les surfaces d'érosion E et O l'hypothèse d'une origine sous-marine (paléotalus) à mettre en lien, en contexte de connexion avec l'océan global, avec des épisodes de bas niveaux eustatiques "standards" (chute de 100 à 200 m) (hypothèse 2). En ce qui concerne la surface O, ce point est en accord avec les travaux de Robinson qui considérait la discordance à la base de l'Oligocène comme issue du développement de canyons sous-marins [Robinson et al., 1996]. Nous ne pouvons, cependant, au stade de notre étude éliminer définitivement l'hypothèse d'érosions subaériennes au niveau de la plate-forme (hypothèse 1). Il semble désormais indispensable, pour poursuivre cette argumentation, de réaliser des reconstructions par *backstripping* précises.

Dans l'hypothèse de l'origine sous-marine, en contexte de connexion avec l'océan global, nous proposons de mettre en lien ces surfaces d'érosion avec les chutes eustatiques globales suivantes [Haq et al., 1988]:

- Surface d'érosion E (hiatus Paléocène sup.-Eocène inf): chute eustatique globale à 49,5-49 Ma (cycle TA 3.1)
- Surface d'érosion O (hiatus fin Eocène): chutes eustatiques globales successives entre 39,5 et 35 Ma (cycles TA 4.1, 4.2, 4.3, 4.4)

Le scénario prenant en compte cette dernière hypothèse et menant à la situation actuelle, en ce qui concerne la position des surfaces E et O, est exposé au travers de la Figure IV-2.

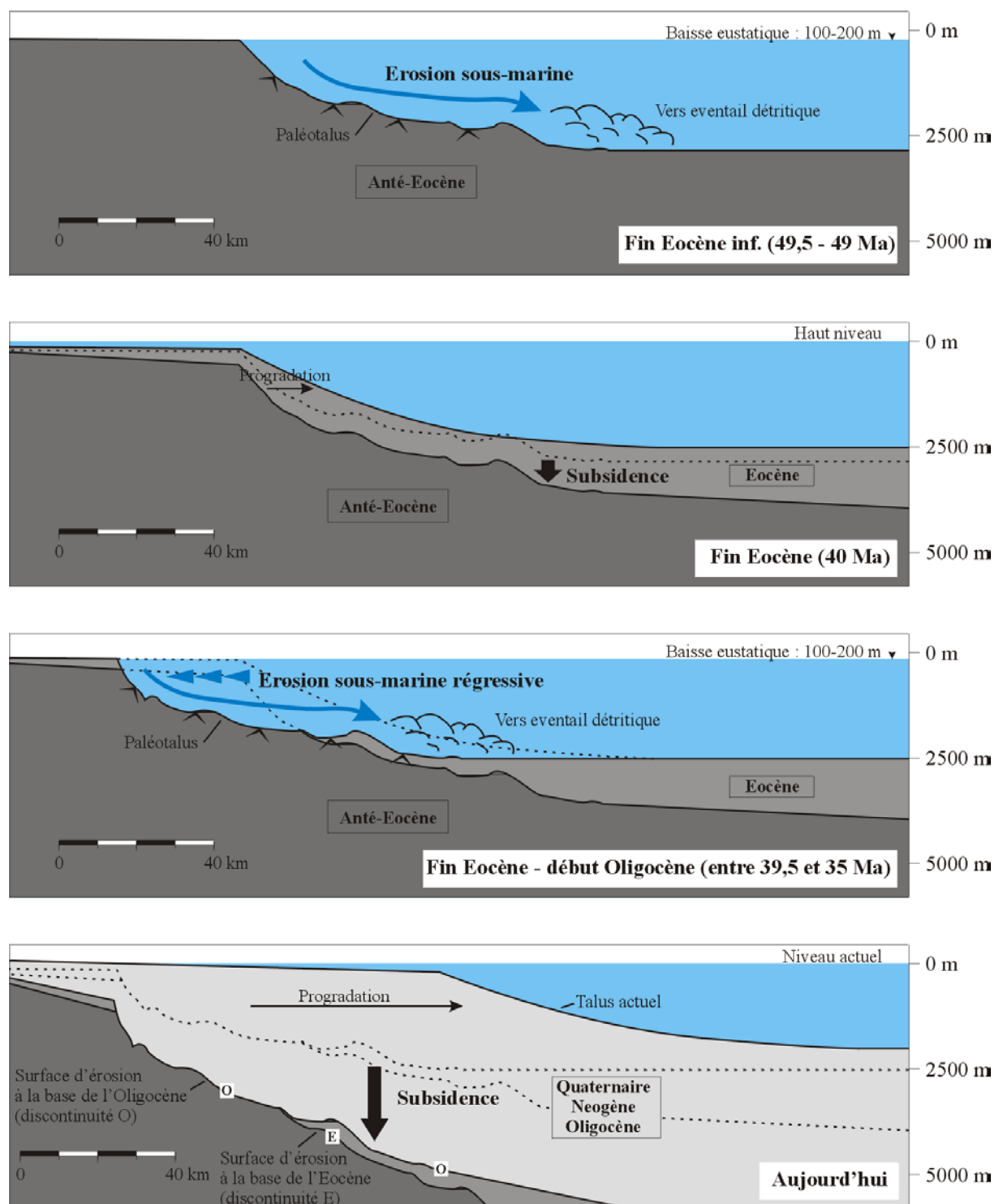


Figure IV-2. Formation et évolution des surfaces d'érosion E et O selon l'hypothèse de l'origine sous-marine.

IV-9.2. La surface d'érosion M et ses composantes (M.i, P, L.IPU)

IV-9.2.1. Rappel de leurs principales caractéristiques

La surface d'érosion M correspond à la plus marquée des discontinuités sismiques mises en évidence sur les données HR BlaSON. Elle définit, comme nous l'avons vu, la base des séries miocènes. L'analyse de cette surface au travers des données HR et de sismique "lourde" a permis de faire de nombreuses découvertes à son sujet, et notamment de l'appréhender pour la première fois en tant que surface composite.

La surface M est en effet composée d'une surface d'érosion principale, dite surface M individualisée (M.i), reprise tangentiellement par deux phases d'érosion postérieures et d'ampleur moindre (surfaces P et L.IPU). En position proximale, où la surface M a été légèrement remodelée par ces deux phases d'érosion successives, nous parlons de surface composite (par opposition à la portion profonde et individualisée de cette surface). En position distale les surfaces P et L.IPU sont individualisées.

Nous avons pu noter à leur propos les caractéristiques suivantes:

a. La surface M individualisée (M.i)

Elle correspond à la principale phase d'érosion à l'origine de la surface composite M.

Elle est à l'origine du hiatus stratigraphique du Miocène inférieur enregistré dans les forages (Aquitainien-Burdigalien, 23.8 – 16.4 Ma) et se trouve à la base du Miocène moyen (base Badénien, 16,4 Ma)

Cette surface d'érosion présente une extension régionale. Elle a été identifiée au niveau des portions médiane (sismique HR) et distale (sismique pétrolière) de la plate-forme roumano-ukrainienne. En position proximale, son extension est limitée par les discontinuités sus-jacentes P et L.IPU (Figure III.43). En l'absence de calage stratigraphique précis, son identification sous le plateau turc (Figure III.55) reste incertaine.

Celui-ci définit des cuvettes larges de plusieurs dizaines de kilomètres et de profondeur modérée (quelques centaines de ms) qui s'inscrivent dans l'axe des profondes dépressions affectant le substratum sur les zones dites Istria et Kalamit (Figure III.43).

La surface M.i a été reconnue à des profondeurs comprises entre 450 m (forage Unirea, Figure III.13) et 2800 m (forage Albatros, Figures III.9 et III.14).

Elle se caractérise par de nombreuses incisions secondaires très marquées, de quelques dizaines à plus de 100 ms de profondeur.

b. La surface P

Elle se trouve à la base du Pontien (7,1 Ma) et peut être associée au hiatus méotien enregistré dans les forages (10,6 – 7,1 Ma).

La partie individualisée de cette surface présente une extension régionale, limitée en position proximale par la discontinuité sus-jacente L.IPU.

Elle est caractérisée par une morphologie régulière et plane présentant un profil longitudinal légèrement concave.

Dans la zone Kalamit, cette surface d'érosion définit exceptionnellement un canyon unique dont l'incision reste modérée (300 ms en position médiane, Figure III.41).

La surface P a été reconnue à des profondeurs comprises entre 415 m (forage Corbu, Figure III.2) et 2100 m (Figure III.12).

c. La surface L.IPU

Les forages off-shore roumains ne décrivent pas de hiatus stratigraphiques au sein des séries pontiennes. Cette première discontinuité intra-pontienne (L.IPU) ne peut donc être associée à aucun hiatus connu. D'après l'échelle stratigraphique retenue pour cette étude (Figure II.10), l'âge potentiel de cette surface est compris entre 7,1 et 5,1 Ma (étage Pontien).

Cette surface présente une extension régionale qui n'est cette fois pas limitée en position proximale. La surface L.IPU constitue en effet le dernier terme de la surface composite M et elle n'est que localement reprise par les érosions sus-jacentes (IPU et canyons du Dacien et Romano-Quaternaire).

Comme la surface P, elle est caractérisée par une morphologie régulière et plane présentant un profil longitudinal légèrement concave, mais elle ne définit aucun canyon.

La surface L.IPU a été reconnue à des profondeurs comprises entre 400 ms (Figure III.36) et plus de 1500 ms, au-delà du pouvoir de pénétration de l'outil HR (cette discontinuité, faute de résolution suffisante, n'a pu être reconnue sur la sismique pétrolière).

Ces trois surfaces d'érosion se rejoignent et se combinent en position proximale pour ne former qu'une seule et unique discontinuité : la surface composite M. Cependant, elles présentent chacune des caractéristiques foncièrement différentes, c'est pourquoi nous allons être amené, en ce qui concerne la question de leur origine, à discuter de deux cas distincts :

- Le cas de la surface M individualisée (M.i), apparentée à une surface d'érosion majeure, qui définit des dépressions marquées et caractérise une érosion chenalisée.
- Le cas des surfaces P et L.IPU, dites surfaces d'aplanissements, caractérisées par une morphologie plane et un très faible pouvoir incisif.

IV-9.2.2. Les hypothèses relatives à l'origine de ces surfaces

a. Le cas de la surface M individualisée (M.i); surface d'érosion majeure

En ce qui concerne l'origine de cette surface, dont les caractéristiques principales sont similaires à celles des surfaces E et O (pouvoir incisif relativement fort, érosion chenalisée), nous pouvons proposer les mêmes hypothèses, au calcul de subsidence près, que les trois précédemment formulées.

En nous basant sur les travaux de Nikishin [Nikishin et al., 2003], nous considérerons que la profondeur du bassin au cours du Miocène inférieur était comprise entre 2250 et 2500 m.

Dans le cas d'une chute de type 2 (exondation limitée au plateau), nous rappellerons les deux hypothèses suivantes :

Hypothèse 1: Erosion subaérienne sur la plate-forme.

Dans cette hypothèse (Figure IV-3.1), la surface d'érosion à la base du Miocène (Miocène moyen) se serait mise en place en régime subaérien sur la plate-forme nord-est de la mer Noire, exondée à la faveur d'une chute eustatique de faible ampleur (type 2). Cette hypothèse est donc valable indifféremment en période de communication avec l'océan mondial (connexion) ou en période d'isolement (déconnexion).

Du fait, de la position actuelle de cette surface d'érosion, cette hypothèse nous amène à proposer un taux de subsidence très fort. En effet, en supposant qu'un point (point repère), aujourd'hui situé à 2800 m de profondeur (profondeur maximale notée pour la discontinuité

M.i), se trouvait à la fin du Miocène inférieur (16,4 Ma) au niveau du rebord de plateau (profondeur max 200 m), cette hypothèse implique un taux de subsidence local moyen de près de 160 m/Ma.

Hypothèse 2: Erosion sous-marine dans la pente.

Dans cette hypothèse (Figure IV-3.2), la surface d'érosion à la base du Miocène (Miocène moyen) serait due à une phase d'érosion sous-marine sur le paléotalus (creusements de canyons et glissements). Ce processus répond à une baisse eustatique de faible ampleur (type 2) au cours de laquelle la plate-forme est exondée, mais la pente (où se produit l'érosion en question) reste inondée. Comme la première hypothèse, celle-ci peut donc s'appliquer indifféremment en période de connexion ou de déconnexion du bassin avec l'océan mondial.

En supposant que notre point repère se situait à la fin du Miocène inférieur (16,4 Ma), cette fois, à proximité du fond du bassin (- 2250 à 2500 m), notre hypothèse implique un taux de subsidence local moyen de 20 à 33 m/Ma.

Dans le cas d'une chute de type 1, nous rappellerons l'hypothèse suivante:

Hypothèse 3: Erosion subaérienne sur toute la marge (la plate-forme et pente).

Dans cette hypothèse (Figure IV-3.3), la surface d'érosion à la base du Miocène moyen se serait mise en place en régime subaérien sur la plate-forme et jusqu'en pied de pente à la faveur d'un effondrement eustatique en mer Noire (chute de type 1, de l'ordre de 2000 m). Cette chute d'ampleur exceptionnelle, entraînant l'exondation des marges (plateau et pente), nécessite l'isolement du bassin (déconnexion).

En supposant que notre point repère se situait à la fin du Miocène inférieur (16,4 Ma), cette fois, à proximité du paléorivage (- 2000 m), notre hypothèse implique un taux de subsidence local moyen d'au moins 50 m/Ma.

Dans cette hypothèse, l'ampleur de la chute du niveau marin peut cependant être modulée, tout en nécessitant toujours une déconnexion. Revue à la baisse, elle implique pour un même résultat (position actuelle de la surface d'érosion) un taux de subsidence moyen plus fort. Ainsi, si l'on considère une chute eustatique de 1000 m, le taux de subsidence nécessaire est d'au moins 110 m/Ma.

En confrontant ces hypothèses aux éléments relevés jusqu'à présent par la présente étude ainsi que les travaux qui l'ont précédées, nous sommes amenés à faire les remarques suivantes :

En ce qui concerne l'hypothèse 1 (érosion subaérienne limitée au plateau lors d'une chute eustatique de faible ampleur, type 2), il est important de noter que celle-ci implique un taux de subsidence moyen particulièrement élevé (160 m/Ma), qui ne peut être justifié en l'état actuel des connaissances. En l'absence de renseignements supplémentaires concernant la subsidence de cette portion de la plate-forme roumaine, nous ne pouvons cependant pour l'instant pas réfuter cette hypothèse sur la base de cet unique argument.

En revanche, la lithologie des séries atteintes par la surface d'érosion M.i constitue une information capitale. Cette surface d'érosion, à l'origine du hiatus stratigraphique du Miocène inférieur, atteint systématiquement le toit des séries oligocènes. Or, les forages montrent que ces séries sont caractérisées par des formations d'argiles anoxiques (*blake shale*) [Robinson et al., 1996; Tambrea et al., 2002]. Par analogie avec la situation actuelle en mer Noire -plafond

anoxique situé entre 130 et 180 m de profondeur, pour un rebord de plateau voisin en général de l'isobathe -100m et en faisant abstraction des situations exceptionnelles, nous considérerons que ces formations anoxiques caractérisent dans ce bassin un environnement de dépôt profond (pente ou bassin). Dans l'hypothèse 1, pour expliquer la présence de ces séries d'environnement profond au niveau de la partie exondée de la plate-forme (ces séries sont érodées), il faut envisager qu'elles aient été au préalable soulevées tectoniquement de leur position d'origine jusqu'à ce niveau d'érosion. Or, nous avons vu que s'il existe quelques mouvements de surrection tertiaires sur cette plate-forme, ceux-ci sont localisés et n'affectent pas l'axe de la dépression d'Istria où cette érosion est particulièrement développée. Cette combinaison d'arguments lithologique et tectonique nous permet d'éloigner cette première hypothèse.

Les hypothèses 2 et 3, dans lesquelles la surface d'érosion est considérée comme ayant presque atteint le fond du bassin, nous amènent à proposer des taux de subsidence moyens plus faibles (au moins 20 à 50 m/Ma) et qui semblent à priori plus réalistes que ceux de l'hypothèse 1.

Par ailleurs, le fait que ces deux modèles proposent une érosion, sous-marine pour l'un et subaérienne pour l'autre, ayant pénétré plus profondément dans le bassin, s'accorde avec les arguments lithologiques et tectoniques relatifs aux séries oligocènes sous-jacentes exposés précédemment.

En ce qui concerne la paléogéographie, si l'hypothèse 2 s'accommode indifféremment d'un contexte de connexion ou de déconnexion, l'hypothèse 3, dans laquelle l'exondation et l'érosion subaérienne des marges est associée à une chute drastique du niveau de la mer Noire, implique impérativement un épisode de déconnexion totale du bassin. Si l'on confronte cette condition avec l'histoire paléogéographique du bassin décrite dans le chapitre I.2, on remarque que cette phase d'érosion, à la limite Miocène inf. – Miocène sup., se corrèle chronologiquement avec un épisode d'isolement total du bassin décrit à la fin du Burdigalien (Figure I.14). Au regard de cet argument paléogéographique, l'hypothèse 3 apparaît donc comme valable.

En ce qui concerne la morphologie de cette surface, et en particulier son profil longitudinal par rapport à la plate-forme, nous noterons que la surface d'érosion M.i, qui définit de larges vallées de profondeur modérée incisées par des chenaux de second ordre peu profonds, se distingue par le fait qu'elle ne présente pas de canyon profond et encaissé. Or, par analogie avec les exemples connus sur les pentes continentales actuelles (golfe du Lion, golfe de Gascogne, marge atlantiques nord-américaine, ...), il semble que ces profondes incisions caractérisent systématiquement l'érosion sous-marine en œuvre au niveau du talus.

Nous proposons donc que cette surface d'érosion, de par sa morphologie au relief modéré, caractérise plutôt une surface d'érosion subaérienne affectant l'ensemble de la marge (hypothèse 3). Dans cette hypothèse, les chenaux de second ordre constitueraient l'incision de petits fleuves côtiers néoformés (érosion régressive) organisés en deux réseaux (zone Istria, zone Kalamit) correspondant chacun aux deux larges vallées définies par la morphologie générale de la surface M.i (Figure III.43).

Sur la base de cet argument morphologique, dont l'interprétation reste certes discutable, nous préférons l'hypothèse 3 (érosion subaérienne de toute la marge) à l'hypothèse 2 (érosion sous-marine dans la pente).

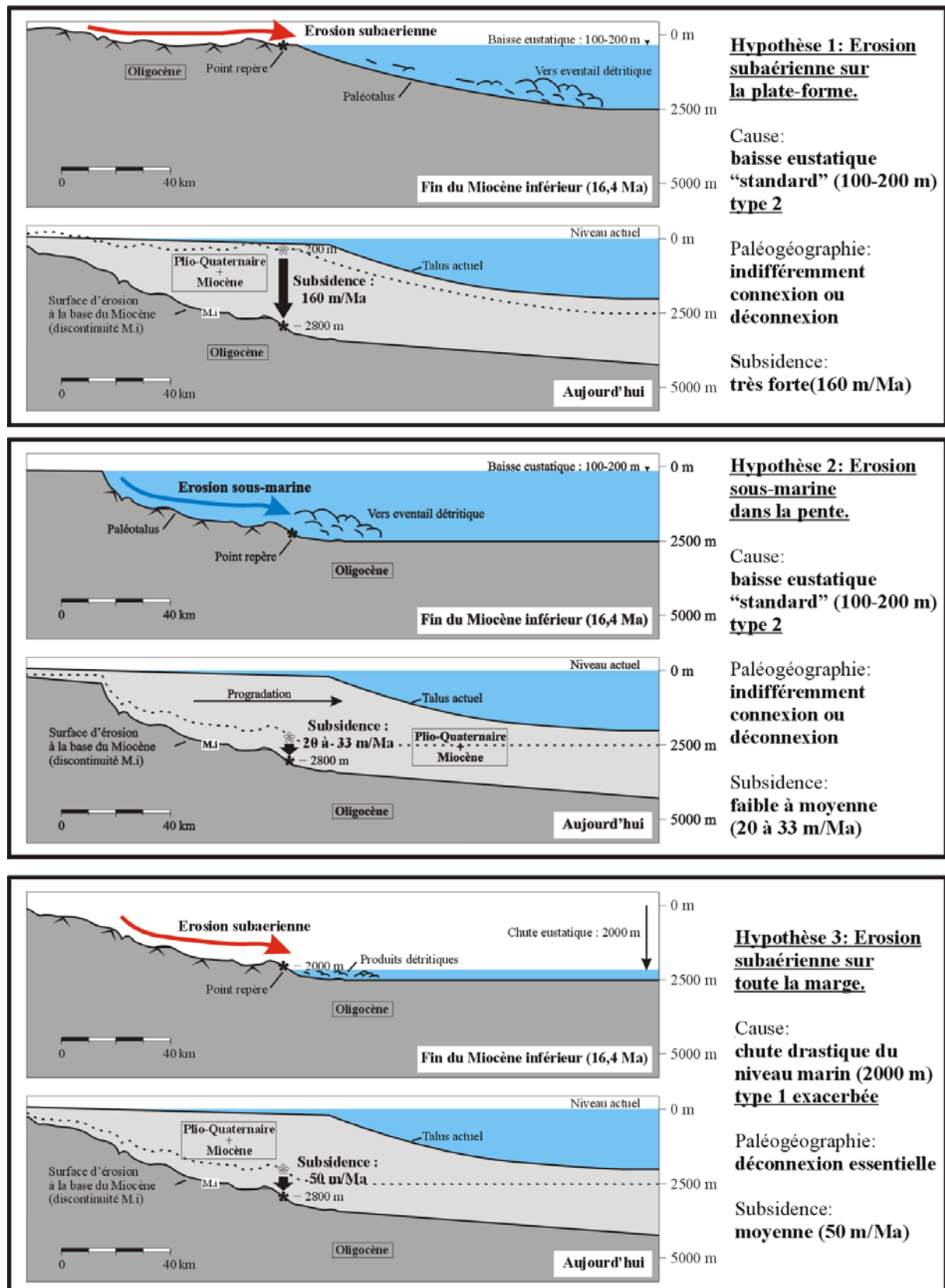
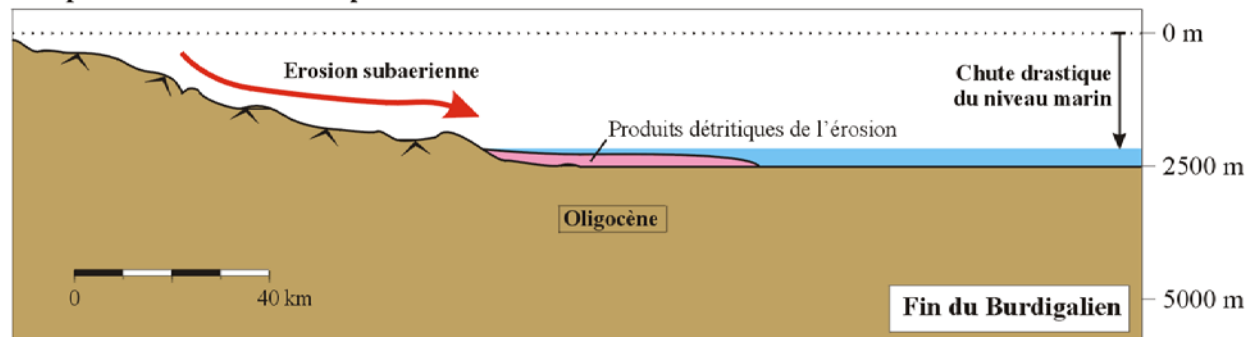


Figure IV-3. Les trois hypothèses relatives à l'origine de la surface d'érosion M.i.

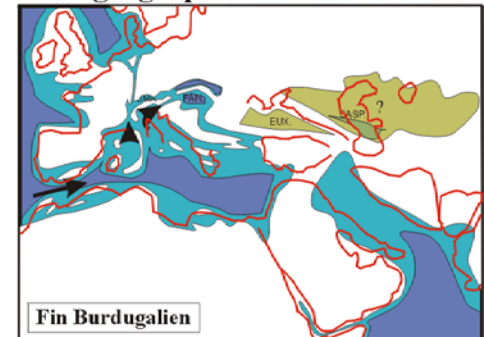
Figure IV-4. Hypothèse retenue pour la mise en place de la surface d'érosion majeure à la base du Miocène moyen (surface M.i.).

Coupe transversale de la plate-forme

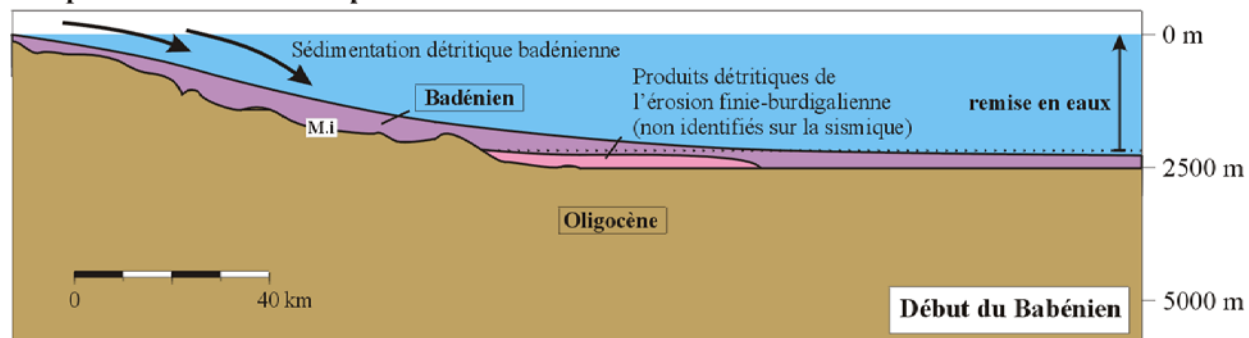


Fin du Burdigalien: Chute drastique du niveau marin de la mer Noire entraînant l'érosion subaérienne des marges. Cet effondrement du niveau marin fait suite à l'isolement total du bassin (et de l'ensemble de la Paratéthys orientale), lui même associé à la convergence tectonique des plaques arabique et anatolienne. Paléogéographie proposée par l'auteur, modifiée de Rögl, 1999.

Paléogéographie

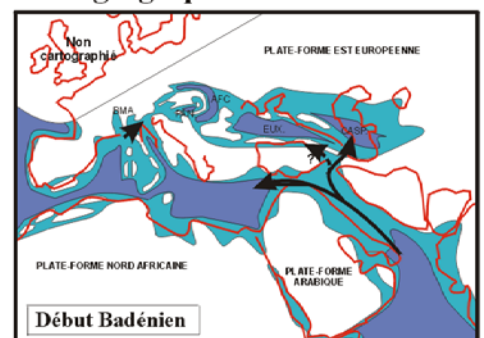


Coupe transversale de la plate-forme



Début du Badénien: remise en eaux du bassin à la faveur d'une remontée du niveau de l'océan global (haut niveau transgressif TB 2.3 de Haq et al, 1998). Ce haut niveau permet le rétablissement des connexions entre la Paratéthys orientale (dont la mer Noire) avec les domaines marins méditerranéen et indien. Paléogéographie d'après Rögl, 1999.

Paléogéographie



En ce qui concerne l'origine de la surface d'érosion majeure M.i, au regard de l'ensemble de ces arguments, nous privilégierons l'hypothèse d'une chute drastique du niveau marin (chute de type 1, de plusieurs milliers de mètres) entraînant l'exondation et l'érosion subaérienne de l'ensemble de la marge (Figure IV-4). Dans cette hypothèse (hypothèse 3), au regard des éléments paléogéographiques, nous proposons de mettre en lien cet effondrement du niveau de la mer Noire avec l'épisode de déconnexion totale de la Paratéthys orientale de la fin du Burdigalien décrit par Rögl [Rögl, 1999]. Cette surface d'érosion à la base du Miocène moyen, s'accorde en effet chronologiquement avec cet épisode d'isolement. En l'absence de renseignements supplémentaires, nous ne pouvons cependant pas pour l'instant préciser la durée et l'ampleur de cet événement.

Cet épisode d'isolement, et donc les conséquences que nous lui associons, serait selon Rögl [Rögl, 1999] d'origine tectonique (collision des plaques arabiques et anatolienne accompagnée d'une orogénèse régionale). D'après ce même auteur, les connexions de la Paratéthys orientale avec les domaines méditerranéen et indien se seraient rétablies au début du Badénien (Langhien), à la faveur d'une remontée du niveau de l'océan global (haut niveau transgressif TB 2.3 [Haq et al., 1988]). Nous proposons donc, comme en témoigne la reprise de la sédimentation au Miocène moyen (séries badéno-sarmatiennes), que cet épisode érosif exceptionnel a pris fin lors de la remise en eaux associée au rétablissement de ces communications.

b. Le cas des surfaces P et L.IPU, surfaces d'aplanissements

Les caractéristiques morphologiques particulières des discontinuités P et L.IPU ne peuvent s'accorder avec les hypothèses précédemment exposées. Ces dernières s'appliquent exclusivement aux surfaces d'érosion issues du rééquilibrage, à la suite d'une variation relative du niveau marin, du profil de pente d'un système fluviatile (érosion subaérienne) ou des canyons de rebord de plate-forme (érosion sous-marine). Ces surfaces d'érosion présentent systématiquement une morphologie incisée.

L'aspect uniformément plan et l'apparent faible pouvoir d'incision des surfaces P et L.IPU doivent nécessairement répondre d'un processus de formation totalement différent. Nous proposons, au regard de ces caractéristiques morphologiques, que les surfaces P et L.IPU correspondent chacune à une surface de ravinement par les vagues -*waves ravinement surface* [Weimer, 1988]- associée à une surface de transgression.

Selon les principes de la stratigraphie séquentielle, la séquence de dépôt est divisée en "cortèges de dépôt" -*systems tracts* [Brown et Fischer, 1977]- correspondant aux différentes phases d'un cycle complet de variations du niveau relatif de la mer. Les dépôts mis en place durant la chute et le bas niveau relatif constituent le cortège de bas niveau (*Lowstand Systems Tract*), les dépôts correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer constituent le cortège transgressif (*Transgressive Systems Tract*), enfin les dépôts mis en place en fin de montée et en haut niveau relatif forment le cortège de haut niveau (*Highstand Systems Tract*). Les cortèges de dépôt sont séparés par des surfaces spécifiques, qui sont: la discordance de chute (*Unconformity*), la surface de transgression (*Transgressive Surface*) et la surface d'inondation maximale (*Maximum Flooding Surface*).

La surface de transgression, qui nous intéresse ici, peut être de différente nature. Ainsi en position proximale, elle peut correspondre à une surface d'érosion particulière, la surface de ravinement par les vagues, alors qu'en position distale, elle correspondra au toit du cortège de bas niveau (surface non érosive).

La surface de ravinement par les vagues est issue, comme son nom l'indique, de l'action érosive de la houle sur le fond à proximité du rivage. Contrairement aux surfaces d'érosion précédemment décrites (creusement irrégulier de surface topographique), ce processus a ici

tendance à lisser uniformément la topographie. Au cours de la transgression et parallèlement à la migration du trait de côte vers le continent, c'est l'intégralité de la plate-forme, jusqu'alors exondée, qui va se retrouver progressivement aplanie.

Les caractéristiques morphologiques des surfaces P et L.IPU sont, à quelques détails près, en adéquation avec ce processus d'érosion, c'est donc cette hypothèse que nous retiendrons. Dans l'hypothèse où ces deux surfaces d'érosion correspondent à des surfaces de ravinement par les vagues, nous devons cependant préciser l'origine du canyon associé à la surface P et expliquer la présence actuelle de ces surfaces à plusieurs milliers de mètres de profondeur sous la plate-forme.

Nous avons en effet montré qu'au niveau de la zone Kalamit, la surface d'érosion P définit exceptionnellement un canyon unique dont l'incision reste modérée. Nous proposons que ce canyon résulte d'une phase d'érosion régressive, propagée loin à l'intérieur du plateau, lors du bas niveau ayant précédé la transgression relative à la surface P. Ce canyon aurait été repris au sommet par la surface de ravinement par les vagues. Du fait de sa position à l'aplomb du plus récent des canyons du Dniepr, nous proposons de mettre en lien le creusement de ce canyon de plate-forme avec une connexion précoce (base du Pontien) de ce fleuve à un canyon de rebord de pente.

Par ailleurs nous avons pu identifier ces deux discontinuités jusqu'à des profondeurs relativement importantes : jusqu'à 1500 m pour la discontinuité L.IPU sur la sismique HR, et jusqu'à 2100 m pour la discontinuité P sur la sismique industrielle. Or, nous ne pouvons expliquer l'enfouissement de ces surfaces à ces profondeurs par le simple effet de la subsidence. Il faut alors envisager, par exemple pour la surface P, un taux de subsidence moyen de près de 270 m/Ma, bien loin des taux jusqu'à présent retenus (entre 20 et 70 m/Ma).

Nous proposons donc qu'à partir d'une certaine profondeur, les discontinuités P et L.IPU, tout en correspondant toujours à une surface de transgression, passent latéralement de la surface de ravinement par les vagues au toit du cortège de bas niveau. Le manque de pénétration de l'outil HR combiné au manque de résolution de la sismique industrielle nous empêche toutefois d'identifier précisément cette transition.

En ce qui concerne la paléogéographie [Rögl, 1999], la mer Noire aurait été connectée à la Méditerranée (et donc à l'océan global) par le corridor nord-égéen, de la fin du Sarmatien jusqu'à la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée (Pontien terminal). Les discontinuités P et L.IPU étant incluses dans cet intervalle de temps, nous proposons, dans ce contexte de connexion à l'océan global, de mettre en lien ces discontinuités transgressives avec les cycles de variations eustatiques globales de Haq et al [Haq et al., 1988].

La discontinuité P, située à la base du Pontien (7,1 Ma), se corrèle avec le haut niveau transgressif du cycle TB 3.2 de ces auteurs.

Nous proposons de corréliser la première discontinuité intra-pontien, L.IPU (7,1 – 5,1 Ma), avec le haut niveau transgressif du cycle suivant (cycle TB 3.3).

Dans l'hypothèse où la surface d'érosion P (à la base du Pontien) correspond à une surface de ravinement par les vagues, nous ne pouvons pas considérer, de par le faible pouvoir érosif de ce processus, que cette phase d'érosion soit à l'origine du hiatus méotien sous-jacent (10,6 – 7,1 Ma). Nous pouvons donc proposer que ce hiatus stratigraphique correspond à un hiatus de non dépôt. Dans le contexte de connexion prévalant sur cette période, nous proposons de mettre en lien ce hiatus de non dépôt avec les bas niveaux marqués des cycles TB 3.1 et TB 3.2 de la courbe de Haq [Haq et al., 1988].

IV-9.3. Conclusion relative à l'interprétation des érosions tertiaires (anté-messiniennes) en mer Noire

Nous avons vu en introduction de ce Chapitre IV-9 que du fait de la relative stabilité tectonique de la plate-forme roumano-ukrainienne au Tertiaire, le facteur eustatique (variation absolue du niveau marin) devait être considéré comme ayant tenu le rôle principal dans la mise en place des surfaces d'érosion identifiées au cours de cette étude. L'ensemble des discussions développées, nous a permis d'évoquer la diversité des processus associés aux variations du niveau marin et aboutissant à la mise en place d'une surface d'érosion. Ainsi, en ce qui concerne les cinq surfaces d'érosion en question (surfaces E, O et les composantes – M.i, P et L.IPU- de la surface M), nous avons retenu trois processus différents pouvant se classer, selon qu'ils sont associés à une variation de faible (type 2) ou de forte amplitude (type 1), en deux catégories distinctes:

- Processus liés à une variation de faible amplitude (type2)

Il y en a deux, l'un a pour origine une chute de faible ampleur du niveau marin, l'autre est associé à la transgression qui suit une telle chute.

- Processus d'érosion régressive sur le rebord du plateau [Wescott, 1993]. Lors d'une chute du niveau marin atteignant le rebord de plateau, on assiste à la mise en place de nouveaux seuils d'érosion (canyons) qui vont progressivement migrer vers l'amont sur le plateau (érosion régressive). Ces canyons étant en grande partie inondés, il s'agit essentiellement d'un processus sous-marin. L'incision de ces canyons peut atteindre le pied de pente.

- Processus d'érosion par les vagues. Lors d'une transgression, et parallèlement à la migration du trait de côte vers le continent, l'action érosive de la houle sur le fond à proximité du rivage va progressivement lisser la topographie de la plate-forme et aboutir à la création d'une surface de ravinement par les vagues (*wave ravinement surface*) [Weimer, 1988].

- Processus lié à une chute de forte amplitude (type 1)

Le processus décrit ici est spécifique aux bassins isolés. Il répond en effet à la dessiccation plus ou moins partielle d'un bassin qui se retrouve en déficit hydrique (évaporation > apports) suite à son isolement géographique total (type événement messinien en Méditerranée). La chute drastique du niveau marin qui accompagne cet événement entraîne l'exondation et l'érosion subaérienne de l'intégralité des marges du bassin. Cette érosion est associée soit au rééquilibrage du profil de pente de fleuves préexistants, soit à la mise en place sur les marges exondées de nouveaux systèmes drainant (par érosion régressive).

En nous basant sur des arguments tectonique (estimation de la subsidence), lithologique (environnement de dépôt), morphologique et paléogéographique (connexion – déconnexion), nous avons été amené à proposer ce qui suit :

- Les surfaces d'érosion E et O, situées respectivement à la base de l'Eocène et de l'Oligocène, sont des surfaces d'érosion régressives sous-marines répondant à une chute de faible ampleur du niveau marin. Dans le contexte de connexion à l'océan global prévalant sur cette période, nous proposons de mettre en lien les surfaces E et O respectivement avec les bas niveaux des cycles TA 3.1 (Eocène inférieur) et des

cycles successifs TA 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4 (fin Eocène – début Oligocène) et la courbes de Haq et al [Haq et al., 1988].

- La surface d'érosion majeure à la base du Miocène moyen (discontinuité M.i) correspond à une surface d'érosion subaérienne mise en place sur la marge roumano-ukrainienne à la faveur d'une chute drastique du niveau marin en mer Noire à la fin du Miocène inférieur. Nous proposons de mettre en lien cet épisode d'effondrement eustatique avec la phase d'isolement total du bassin, décrite par Rögl [Rögl, 1999], à la fin du Burdigalien. Cette phase d'isolement aurait une origine tectonique.
- Les surfaces d'aplanissements P et L.IPU sont des surfaces de ravinement par les vagues à mettre en lien, en contexte de connexion, respectivement, avec les hauts niveaux transgressifs TB 3.2 et TB 3.3 des cycles de variations eustatiques globales du miocène supérieur [Haq et al., 1988].

Du point de vue de la problématique principale - impact et enregistrement en terme de variations du niveau marin des phases d'isolement répétées du bassin Euxinique- il est important de noter, en faisant abstraction de celle liée à l'événement messinien et à laquelle nous allons consacrer le chapitre suivant, que parmi toutes les phases d'isolement décrites dans le Chapitre I.2, seule celle de la fin du Burdigalien (fin Miocène inférieur) semble avoir fait l'objet d'un enregistrement (surface d'érosion M.i).

Sur la période considérée, du début de l'Eocène à la fin du Miocène, nous n'avons pas pu mettre en évidence de discontinuités correspondant aux phases d'isolement successivement décrites au Rupélien (Figure I.14.B), au Badénien moyen (Figure I.15.F) et au Sarmatien (Figure I.15.H). A cela, nous pouvons proposer plusieurs explications :

L'absence d'enregistrement de réponse eustatique du bassin à la déconnexion du Rupélien (Oligocène inférieur) peut s'expliquer par :

- 1) l'effacement ultérieur d'une telle signature par la phase d'érosion à l'origine de la surface sus-jacente M.i.
- 2) l'absence de réponse eustatique à cet isolement. Les auteurs décrivent en effet cet épisode comme un isolement partiel au cours duquel le bassin Euxinique, bien que biostratigraphiquement isolé, a pu rester en communication "eustatique" avec l'océan global.

En ce qui concerne les déconnexions décrites au sein des étages Badénien et Sarmatien (Miocène moyen), nous pouvons tenter d'expliquer l'absence d'enregistrement de réponse eustatique du bassin à ces phases d'isolement essentiellement par la combinaison fortuite des éléments suivants:

- Non différenciation des étages Badénien et Sarmatien dans les descriptions stratigraphiques des forages.
- Manque de résolution des données sismiques industrielles
- Faible épaisseur relative de ces séries sur les coupes sismiques HR.

Les discontinuités relatives à ces phases d'isolement existent peut-être bel et bien, mais, situées à la limite de résolution de chacun des outils jusqu'à présent utilisés (Forages, sismique "lourde" et HR), leur découverte reste à faire.

La phase d'isolement sarmatienne correspond à un isolement partiel. Comme pour la phase du Rupélien, nous pouvons donc imaginer que, lors de cet épisode, le bassin Euxinique est toujours resté en contact "eustatique" avec l'océan global. Dans ce cas, cet isolement partiel, n'aurait pas eu d'impact eustatique sur ce bassin.

Chapitre IV-10. L'événement messinien en Mer Noire

IV-10.1. La validation d'une hypothèse

IV-10.1.1. Rappels: arguments et point faible

Au cours de l'Oligocène et du Néogène, la Paratéthys s'est vue progressivement disloquée et comblée, en réponse à la surrection des massifs alpins. Cette évolution fut marquée par une succession d'épisodes de déconnexion, totale ou partielle, vis-à-vis de la Méditerranée et des bassins océaniques voisins.. A la fin du Miocène, juste avant la Crise de Salinité Messinienne, la Paratéthys se retrouve relativement isolée de l'océan mondial. Seule sa partie orientale, incluant alors la future mer Noire, communique avec le domaine méditerranéen, via le seuil nord-égéen [Rögl, 1999; Meulenkamp et Sissingh, 2003]. Il est apparu essentiel à un certain nombre d'auteurs de s'interroger sur l'impact de Crise de Salinité Messinienne reconnue en Méditerranée sur la Paratéthys orientale.

En 1978, Hsü, en se basant sur les résultats du leg DSDP 42 B mené en mer Noire, lance l'hypothèse d'une chute drastique du niveau de la mer Noire à la fin du Messinien en réponse à la Crise de Salinité méditerranéenne [Hsü, 1978b]. Affinée par la suite [Hsü et Giovanoli, 1979], cette hypothèse a récemment été reprise et élargie au bassin Dacique par Clauzon et ses collaborateurs [Clauzon et al., accepté]. Toute l'argumentation en faveur de cette hypothèse repose sur l'enregistrement, dans les bassins Euxinique et Dacique, des signatures sédimentaire et érosive de cet événement.

Rappelons ici les arguments principaux:

a. Signature sédimentaire

Les forages 380 et 381 du leg DSDP 42B, situés en pied de pente au large du Bosphore, ont révélé la présence, sous l'épaisse série plio-quadernaire, d'une unité lithologique toute à fait particulière:

- Cette unité, constituée de brèches et de dolomie stromatolitique, caractérise un **milieu de dépôt peu profond** [Schrader, 1978; Stoffers et Müller, 1978].
- Elle est **datée du Messinien**. Cette datation, longtemps controversée, a récemment été validée par une étude palynolo-climatologique à haute résolution datant précisément les sédiments recouvrant cette unité du Zancéen basal [Popescu, accepté].
- La position stratigraphique de cette unité ne peut s'expliquer que par un **abaissement du niveau marin**, de plusieurs milliers de mètres, lors de sa mise en place. L'hypothèse d'un bassin peu profond depuis subsidé est en effet incompatible avec l'évolution tectonique de la mer Noire.

L'hypothèse originelle de Hsü est basée sur ces arguments [Hsü, 1978b].

b. Signature érosive

- Dans le bassin euxinique (mer Noire):

Les études menées à terre par les auteurs russes sur les péninsules de Kerch et Taman (séparants la mer Noire de la mer d'Azov) ont permis de faire une découverte intéressante [Muratov, 1951; Semenenko, 1987; Chumakov, 2000; Zubakov, 2000]:

- La limite Pontien-Kimmérien, considérée comme équivalente à la **limite Miocène–Pliocène** de l'échelle méditerranéenne, est marquée par une **discontinuité érosive**.

Ces traces d'érosion pourraient donc constituer un indice supplémentaire en faveur de la manifestation en mer Noire de l'évènement messinien.

- Dans le bassin Dacique (actuelle Roumanie):

Les travaux menés par Clauzon et son équipe [Clauzon et al., accepté] ont permis les découvertes suivantes:

- Ces auteurs ont identifié un ***Gilbert delta* pliocène qui scelle le surcreusement messinien du Danube au niveau des "Portes de fer"** (défilé le long duquel le Danube se fraie un passage au travers des Carpates, du bassin Pannonique vers le bassin Dacique).
- Cette érosion se corrèle en aval avec le **hiatus érosif fini-miocène de certains des forages du bassin Dacique** (partie ouest et sud-ouest).

Ces indices érosifs ont été interprétés par ces auteurs comme la preuve d'une chute du niveau marin dans le bassin Dacique en réponse à la manifestation de l'évènement messinien en mer Noire.

Cette interprétation est cependant nuancée par le fait que les forages du Nord et Nord-est du bassin Dacique montrent à la limite Miocène-Pliocène une continuité stratigraphique. Ces auteurs mettent en lien cette particularité avec le maintien en eaux partiel de ce bassin (fonctionnement en bassin suspendu autarcique, type plaine du Pô).

Cette étude a également permis d'identifier deux épisodes de connexion entre la Paratéthis et la Méditerranée encadrant la crise elle-même.

c. Point faible de l'hypothèse principale

Malgré tous ces puissants arguments, l'hypothèse d'une chute majeure du niveau de la mer Noire au Messinien souffrait jusqu'à présent d'un handicap de taille. Contrairement à la Méditerranée où la Crise de Salinité Messinienne s'est traduite par un double enregistrement (éaporites et surface d'érosion) à terre et en mer, le point faible d'une telle hypothèse pour la mer Noire résidait dans l'absence de mise en évidence (en particulier par sismique réflexion) de l'évènement érosif sur les marges exondées de ce bassin.

IV-10.1.2. Le chaînon manquant: la surface d'érosion messinienne

a. Sur la marge bulgare-turque

Les travaux menés sur le plateau et la pente bulgare-turque, basés notamment sur la corrélation des forages DSDP avec nos données sismiques HR, nous ont amené à **mettre en évidence pour la première fois la surface d'érosion messinienne en mer Noire.**

Sur le plateau, où cette surface d'érosion se corrèle avec la limite mio-pliocène des forages Karadeniz et Igneada (Figure III.55 et Figure III.51, le calage chronostratigraphique reste approximatif. Nous ne savons pas en effet si c'est le Pliocène inférieur ou supérieur qui repose ici en discordance sur le Miocène.

C'est en pied de pente, au niveau des sites de forages DSDP 380 et 381, que nous avons pu récolter les principaux éléments de réponses.

Au niveau du site 381 (le plus haut sur la pente), la surface d'érosion en question se corrèle parfaitement avec le toit de l'unité caractérisant un environnement de dépôt peu profond (unité détritico-dolomitique) (Figure III.57). Cette corrélation permet un calage chronostratigraphique extrêmement précis de cette surface (limite Messinien-Zancéen basal d'après [Popescu, accepté]). Sur la base de cette argumentation, nous pouvons donc affirmer que nous avons bien affaire à la Surface d'Erosion Messinienne.

En aval du site 381, la surface d'érosion messinienne plonge doucement vers le bassin. Bien que discontinue, nous pouvons cependant la suivre jusqu'à environ 3600 ms de profondeur (soit 750 ms sous le fond) à une quinzaine de km en amont du site 380 (le plus profond). Au niveau du site 380, le toit de l'unité détritico-dolomitique ne se corrèle avec aucun réflecteur significatif. Toutefois, la prolongation du profil de pente de la surface d'érosion jusqu'à ce forage distant suggère une bonne corrélation de cette surface avec le toit de l'unité en question. L'érosion ne semble cependant pas avoir atteint ce site profond. Ce dernier point suggère que le site 380, bien que correspondant à un environnement de dépôt peu profond, n'a jamais été exondé. Nous considérerons donc l'unité du site 380, comme représentative du maximum de la chute du niveau marin.

La mise en place en pied de pente (site 380) d'une unité lithologique caractérisant un environnement de dépôt peu profond (0-50 m) ne peut s'expliquer que par une chute drastique du niveau marin, impliquant l'exondation et l'érosion subaérienne de toute la partie de la marge située en amont. La surface d'érosion messinienne, identifiée en amont de ce site, constitue donc bien la signature d'une érosion subaérienne. Dans ce raisonnement, conformément aux propositions de Stoffers et Müller [Stoffers et Müller, 1978], nous considérons que l'unité du site 381 (plus haut sur la pente) s'est mise en place antérieurement à celle du site 380 (plus profond), alors que le niveau marin n'était pas encore tout à fait au plus bas. Lors de la mise en place de l'unité détritico-dolomitique au niveau du site 380, le niveau de la mer Noire était alors au plus bas (le site 380 n'était que sous un maximum de 50 m d'eau), et le site 381 se trouvait alors exondé, ce qui explique la présence la Surface d'Erosion Messinienne à son sommet.

Cette surface d'érosion constituait l'un des chaînons manquants dans l'hypothèse, proposée par Hsü, d'une chute majeure du niveau de la mer Noire en réponse à la Crise Messinienne méditerranéenne. Sa découverte permet la validation définitive des grandes lignes de cette hypothèse.

b. Sur la marge roumano-ukrainienne

La surface d'érosion subaérienne que nous venons d'identifier sur la marge bulgaro-turque, et le résultat d'une chute catastrophique du niveau de la mer Noire à la fin du Messinien. Une telle surface d'érosion doit se retrouver sur l'ensemble du pourtour de la mer Noire.

Les recherches menées sur la plate-forme roumano-ukrainienne nous ont permis de révéler une surface d'érosion intra-Pontienne majeure (discontinuité IPU). Cette surface se caractérise sur la moitié externe de la plate-forme roumaine par un relais de remarquables et profondes incisions (canyons). L'ampleur des incisions qui lui sont associées, la position qu'elle occupe dans la colonne stratigraphique, et la comparaison avec les découvertes faites sur la marge turque, nous amènent à interpréter la surface IPU comme la surface d'érosion messinienne sur la plate-forme roumano-ukrainienne.

Rappelons cependant que la stratigraphie de cette plate-forme est basée sur l'échelle chronostratigraphique paratéthysienne. Contrairement à ce que nous avons pu faire sur la marge bulgaro-turque où l'échelle méditerranéenne est utilisée, nous ne pouvons donc pas ici corréler directement cette surface avec l'événement messinien. De plus, la présence d'effet de masque dû au gaz sur la partie nord de la marge bulgare et le manque relatif de données sur cette zone, interdisent la corrélation latérale directe de la surface d'érosion IPU avec la surface d'érosion messinienne identifiée au niveau des sites DSDP.

Nous savons néanmoins, grâce aux récents travaux de calage chronostratigraphique menés par Snel [Snel et al., 2000; Snel et al, accepté] et Clauzon et al [Clauzon et al., accepté], que le Pontien de l'échelle chronostratigraphique paratéthysienne roumaine se trouve à cheval sur la limite Miocène-Pliocène, sa partie supérieure débordant légèrement dans le Zancéen. Dans cette interprétation, l'enregistrement de l'événement messinien devrait se situer au sein du Pontien terminal, juste en dessous de la limite entre cet étage et le Dacien. Il s'agit précisément de la position stratigraphique qu'occupe la surface d'érosion IPU (Figure IV-5).

Sur la base de cet argument et des plus récentes corrélations entre les échelles stratigraphiques méditerranéenne et paratéthysienne, nous interprétons la discontinuité IPU comme la signature érosive de l'événement messinien sur la plate-forme roumano-ukrainienne (Figure IV-6).

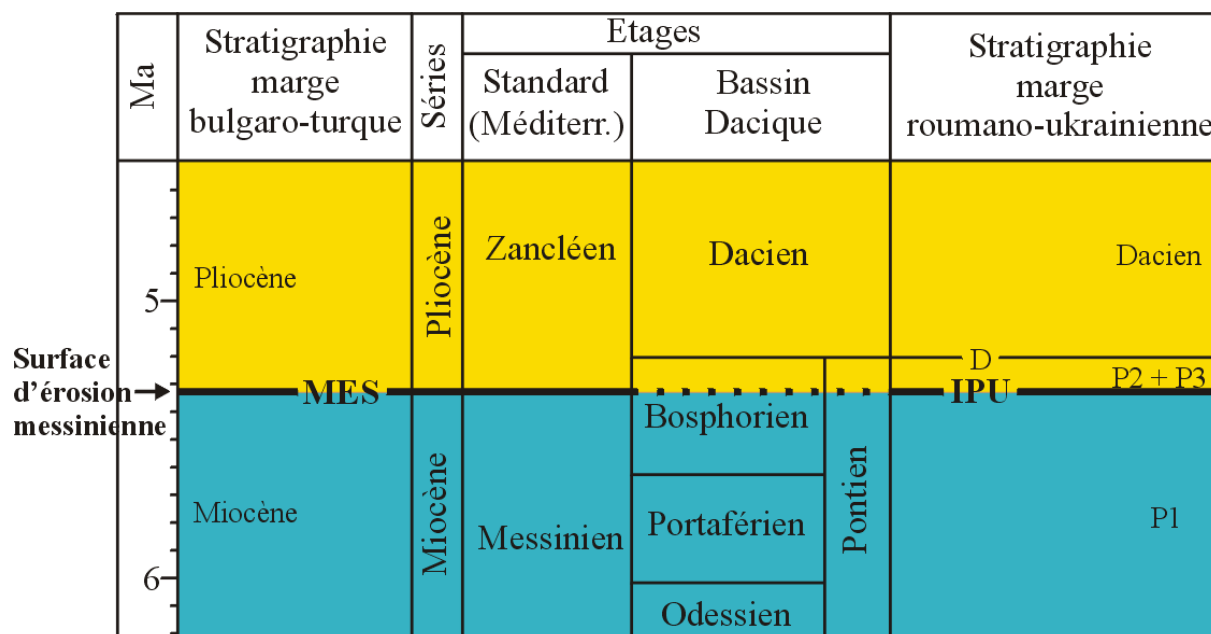


Figure IV-5. Corrélation stratigraphique entre la surface d'érosion messinienne identifiée sur la marge bulgare-turque avec la discontinuité IPU identifiée sur la marge roumano-ukrainienne. Corrélations basées sur les travaux de Snel et Clauzon [Snel et al., 2000; Clauzon et al., accepté; Snel et al., accepté].

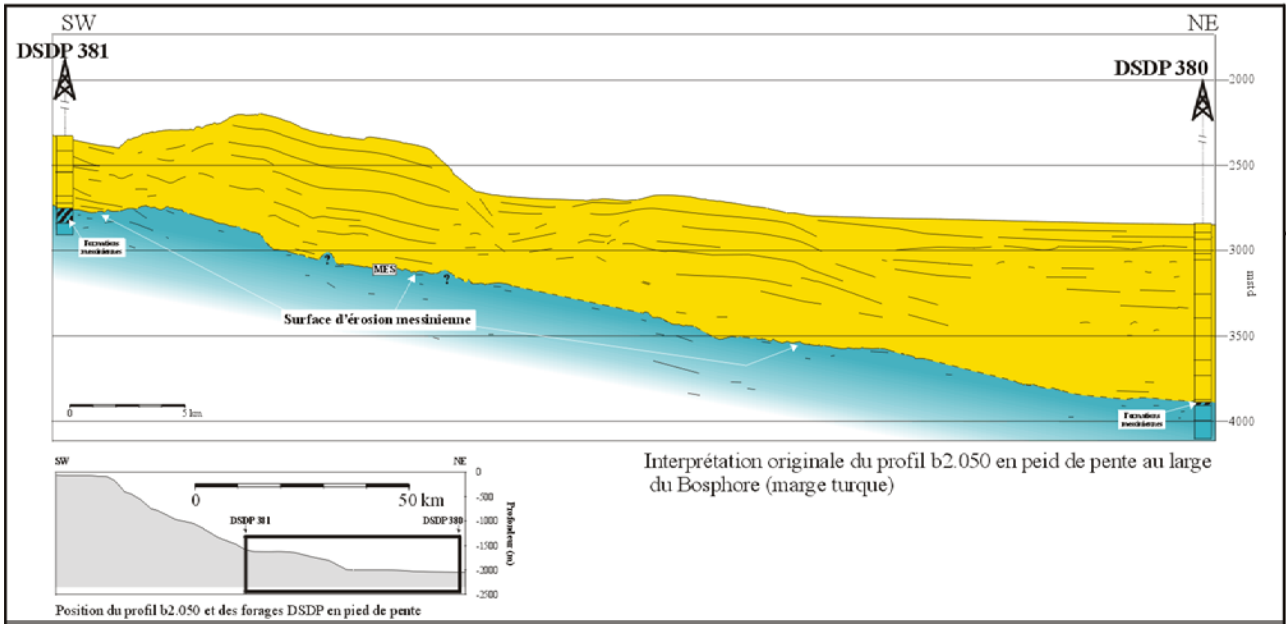
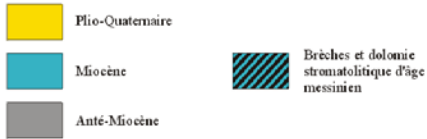
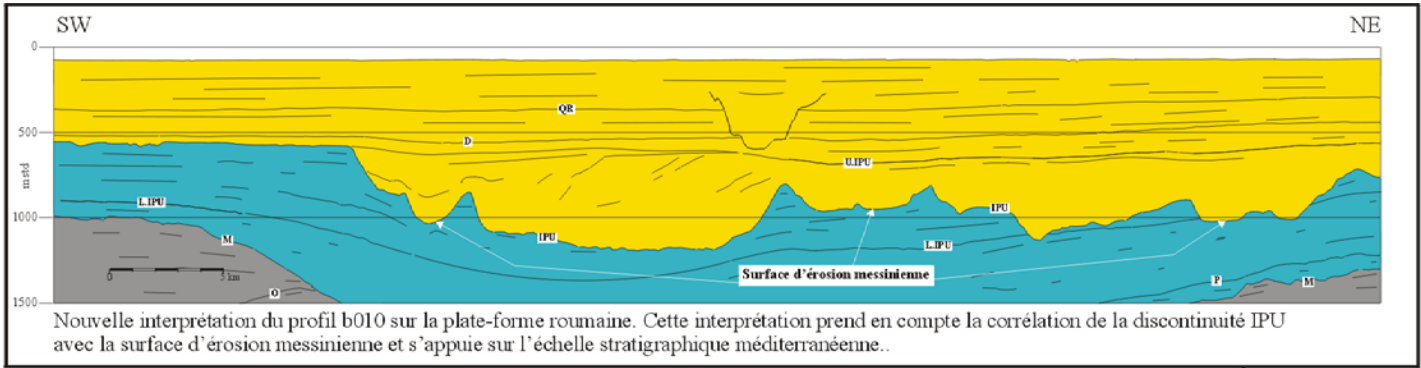


Figure IV-6. Identification de la surface d'érosion messinienne sur deux marges distinctes de la mer Noire: marges roumano-ukrainienne et marge bulgaro-turque.

IV-10.1.3. Conclusion

La découverte d'une surface d'érosion interprétée comme la surface d'érosion messinienne en mer Noire, permet une avancée décisive dans le débat ouvert il y a plus de vingt cinq ans sur la manifestation de cet événement dans ce bassin. Cette découverte valide en effet définitivement l'hypothèse proposée par Hsü d'une chute majeure du niveau de la mer Noire à la fin du Messinien en réponse à la Crise de Salinité reconnue en Méditerranée. La combinaison de l'enregistrement sédimentaire (unité détritico-dolomitique) et érosif (surface d'érosion messinienne), tous deux identifiés jusqu'en pied de pente, permet par ailleurs de confirmer l'ampleur catastrophique de cet événement dans ce bassin (chute de l'ordre de plusieurs milliers de mètres). Nous remarquerons cependant, qu'étant donnée la plus faible profondeur de la mer Noire (estimée pour cette période à environ 2250 m [Nikishin et al., 2003]) par rapport à la Méditerranée, cet événement a eu de toute évidence une ampleur moindre.

Sur la marge bulgaro-turque, le calage chronostratigraphique direct et précis de cette surface repose sur la corrélation des données sismiques HR BlaSON avec le forage DSDP 381. Sur la plate-forme roumano-ukrainienne, l'identification de cette surface (discontinuité IPU) découle des corrélations entre les échelles chronostratigraphiques paratéthysienne et méditerranéenne proposées par Snel et Clauzon [Snel et al., 2000; Clauzon et al., accepté; Snel et al., accepté] qui se trouvent par ainsi confirmées.

La surface d'érosion messinienne ayant été identifiée sur deux marges distinctes de la mer Noire, nous devrions à l'avenir pouvoir l'identifier sur le reste des marges de ce bassin, et notamment au large de la Crimée, du Caucase et des Pontides, où l'incision, du fait de la proximité de ce chaînes de montagnes, a du être exacerbée. La recherche systématique de trace d'érosion messinienne à terre (affleurements) et en mer (sismique réflexion) sur ces zones apparaît comme une suite logique à donner à la présente étude.

IV-10.2. De nouvelles interrogations

L'hypothèse principale se trouve désormais validée. Toutefois, le déroulement précis de cet événement en mer Noire reste mal établi. Certains détails des résultats de cette étude et les récentes découvertes faites dans le bassin Dacique par Clauzon et son équipe [Clauzon et al., accepté], nous ont amené successivement (1) à reconsidérer les causes du déclenchement de cet événement proposées par Hsü [Hsü et Giovanoli, 1979], (2) à nous interroger sur l'implication du fleuve Danube dans cet événement, et (3) à discuter des modalités de remise en eau du bassin.

IV-10.2.1. Causes de l'événement

Nous allons voir ici que, dans le détail, l'hypothèse de Hsü ne peut s'accorder totalement avec les récentes découvertes faites dans le bassin Dacique [Clauzon et al., accepté].

Hsü explique les causes de la manifestation de l'événement Messinien en mer Noire de la manière suivante [Hsü et Giovanoli, 1979]:

Par analogie avec la situation actuelle, cet auteur considère que la mer Noire avait avant la crise un budget hydrique positif. Selon lui, la phase de "dessiccation" de la mer Noire, d'une durée qu'il estime à 100 000 ans, résulterait d'une subite déviation d'une partie de son système drainant (Danube) vers la Méditerranée. Privée d'une grande part de ces apports hydriques, la mer Noire, alors isolée, se serait presque complètement évaporée. Cette dérivation serait par ailleurs à l'origine de l'épisode *Lago-Mare* en Méditerranée. Un tel détournement se serait mis

en place à la faveur de l'érosion régressive intense affectant les marges de la Méditerranée messinienne asséchée.

Clauzon et al [Clauzon et al., accepté] ont récemment montré que la mise en place du cours du fleuve Danube vers le bassin Dacique, via les "Portes de fer", apparaît comme une conséquence directe de la manifestation de l'événement messinien dans ce bassin. Cela prouve qu'antérieurement à la crise messinienne, le proto-Danube n'alimentait pas la Paratéthys orientale (dont bassin Dacique et mer Noire), le cours de celui-ci se cantonnant alors au bassin Pannonique. Dans ces conditions, la déviation du cours de ce fleuve vers le bassin méditerranéen ne peut en aucun cas avoir eu de conséquences sur le budget hydrique de la Paratéthys orientale. La déviation du Danube, même si elle a existé, ne peut être par conséquent considérée comme le facteur à l'origine de la crise messinienne en mer Noire, et sur ce point l'hypothèse de Hsü doit être rejetée. Nous allons voir que cette hypothétique déviation conserve tout de même une part d'intérêt.

Le phénomène à l'origine de l'effondrement du niveau de la mer Noire au Messinien, reste donc à expliquer. Une telle chute nécessite la combinaison des deux conditions suivantes:

- L'isolement (déconnexion) du bassin vis-à-vis de l'océan global.
- Le maintien ou l'installation d'un budget hydrique négatif, dans lequel les apports ne compensent pas l'évaporation.

Selon les reconstitutions paléogéographiques (chapitre I.2), nous avons vu qu'à la fin du Miocène, juste avant la Crise de Salinité Messinienne, la Paratéthys se trouvait relativement isolée de l'océan mondial. Seule sa partie orientale, incluant alors la future mer Noire, communiquait avec le domaine méditerranéen, via l'étroit seuil nord-égéen [Rögl, 1999; Meulenkamp et Sissingh, 2000]. Il paraît alors évident que la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée, accompagnée d'une chute drastique de son niveau marin, a induit, par effet de seuil, le strict isolement de la Paratéthys orientale.

L'établissement d'un budget hydrique négatif en mer Noire lors de cet événement reste plus difficile à justifier.

Comme le proposait Hsü, mais en nous basant cette fois sur de solides arguments paléoenvironnementaux, nous considérerons que le bilan hydrique de la mer Noire, avant la crise messinienne, était positif. Toutes les études paléoenvironnementales [Papp et al., 1974; Papaianopol et Motas, 1978; Semenenko et Lyul'eva, 1978; Steininger et Papp, 1979; Marinescu, 1992; Papaianopol et Marinescu, 1995; Rögl, 1999; Meulenkamp et Sissingh, 2003] montrent en effet qu'avant cet événement, la mer Noire, ainsi que toute la Paratéthys orientale, caractérisait un environnement de salinité réduite. Or, dans le contexte de connexions exposé plus haut, le maintien de ces conditions en Paratéthys orientale ne peut s'expliquer que par un bilan hydrique positif limitant les apports en eaux salées provenant de la Méditerranée. Un excès d'évaporation (bilan négatif), compensé par des apports méditerranéens, aurait au contraire vite abouti, comme c'est le cas en Méditerranée aujourd'hui, à l'établissement de conditions de forte salinité. Selon Clauzon et al [Clauzon et al., accepté], les échanges croisés de faunes (coccolithes et dinoflagellés) entre la Méditerranée et la Paratéthys orientale lors du haut niveau marin ayant précédé la crise (Stage isotopique TG 15) [Clauzon et al., accepté] ont d'ailleurs tout à fait pu se mettre en place au niveau du seuil nord égéen (connexion indéterminée entre les deux bassins) dans les mêmes conditions d'échanges que celles connues aujourd'hui au niveau du Bosphore (un courant de surface, composé d'eaux saumâtres quittant la mer Noire, surmonte un courant plus profond d'eaux salées méditerranéennes entrant dans ce bassin).

Pour expliquer "l'évaporation" de la mer Noire, il faut donc envisager que le bilan hydrique de ce bassin se soit déséquilibré et inversé au moment de la crise messinienne. Sur ce point, plusieurs hypothèses peuvent être proposées :

La mise en place d'un bilan hydrique négatif en mer Noire pourrait avoir pour origine une dégradation des conditions climatiques sur ce bassin (climat plus sec). La description par Steininger et Papp [Steininger et Papp, 1979] du passage d'un climat tempéré à un climat radicalement plus aride (invasions de faunes steppiques, antilopes et hyènes, ainsi que de faunes typiquement africaines) entre le Pontien inférieur et la Pontien supérieur sur tout le domaine Paratéthysien va plutôt dans le sens de cette hypothèse. La récente étude palynologique à haute résolution menée par Popescu [Popescu, 2001] sur de nombreux sites de Paratéthys orientale, apporte des éléments de réponse plus précis. Pour une période couvrant le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur, cette étude décrit sur la zone considérée la persistance d'un climat tempéré chaud, marqué par quelques variations climatiques mais d'amplitude modérée. La discussion ne peut pas ici se résumer à une simple opposition entre un fait assez générale et de signification assez vaste (migration de faunes) et un enregistrement climatique à un moment précis sur la mer Noire (étude de Popescu). Nous retiendrons toutefois que les arguments qui se dégagent de l'étude de Popescu [Popescu, 2001], plus précis et plus ciblés, s'accordent difficilement avec l'hypothèse du déclenchement d'origine climatique. Cette discussion mériterait cependant d'être poursuivie au travers d'études complémentaires.

Nous pouvons également proposer que la mise en place d'un bilan hydrique négatif en mer Noire résulte d'une brusque réorganisation du système drainant de la Paratéthys orientale. Cette réorganisation résulterait de la chute du niveau marin impliquée par le rééquilibrage eustatique s'effectuant au niveau du Seuil Nord-Egéen lors du déclenchement de la crise en Méditerranée. Cette première chute, d'une ampleur égale à la profondeur du seuil en question (quelques dizaines à quelques centaines de mètres), aurait suffi à fragmenter la Paratéthys orientale en plusieurs sous-bassins isolés les uns des autres par des seuils internes (exemple du seuil dodrogéen séparant le bassin Dacique de la mer Noire). Dans cette hypothèse, les fleuves constituant le système drainant de l'ancienne Paratéthys orientale pourraient s'être retrouvés piégés dans des bassins perchés restés en eau (bassin Dacique, bassin de Karkinit, mer d'Azov ?), ou dévier vers le bassin aralo-caspien. La mer Noire, alors en déficit hydrique, se serait "évaporée".

Une version de cette hypothèse, proche de la proposition de Hsü, serait de considérer que le fleuve Danube après être entré dans le bassin Dacique et y avoir capturé le cours de ses affluents carpatiques, qui alimentaient auparavant directement la Paratéthys orientale, se serait vu dévier vers la mer Egée, à travers les Balkans. Contrairement à la proposition de Hsü, qui raisonnait sur l'intégralité du fleuve, se serait ici l'amputation exclusivement limitée aux apports issus des affluents carpatiques qui serait à l'origine du déséquilibre du budget hydrique de la mer Noire.

Bien que nous disposions, comme nous allons le voir dans le chapitre suivant, de quelques éléments de réponse en ce qui concerne le bassin Dacique et le Danube, nous ne pouvons pour l'instant, faute de preuve, mettre en place une argumentation structurée en faveur de cette hypothèse (réorganisation du système drainant). Celle-ci nécessitera impérativement l'acquisition de nouvelles données à terre et en mer.

IV-10.2.2. Implication du fleuve Danube

Les travaux qu'a mené l'équipe de Clauzon dans le bassin Dacique [Clauzon et al., accepté], associés à nos propres découvertes dans le bassin Euxinique (mer Noire), nous amènent à nous interroger sur l'exutoire et sur le tracé exact suivi par le fleuve Danube au cours de la crise messinienne.

L'équipe de Clauzon propose que la paléogéographie de bassin Dacique au cours de la crise messinienne était caractérisée par deux zones distinctes (Figure IV-7):

- Une zone d'érosion, reflétant le paléo-système drainant (proto-Danube et ses affluents carpatiques), limitée aux parties sud et occidentale du bassin.
- Une zone de sédimentation continue, correspondant à un paléo-lac perché, localisé dans la partie nord du bassin. Les contours exacts de ce lac sont encore à déterminer.

Il ressort de ces travaux que la paléogéographie de toute la partie orientale du bassin Dacique est pour l'instant inconnue. De ce fait, la question de l'exutoire et du tracé du cours inférieur du fleuve Danube au cours de la crise messinienne reste floue. En s'appuyant sur les indices topographiques actuels (qui peuvent fossiliser le cours ancien du fleuve) et sur les indices biostratigraphiques propres aux bassins Dacique et Euxinique, nous pouvons proposer 5 hypothèses distinctes pour le cours messinien du Danube (Figure IV-7). Ces hypothèses illustrent deux cas principaux:

- Le cas où le fleuve est resté piégé dans le bassin Dacique
- Le cas où il a trouvé un exutoire vers l'extérieur (bassin Euxinique ou mer Egée selon les hypothèses)

Hypothèse 1 : Piégé dans le bassin Dacique

Dans cette hypothèse (Figure IV-8), le Danube messinien n'atteint pas la mer Noire. Il reste dans le bassin Dacique où il se jette dans la partie restée en eau de ce bassin (lac perché décrit par Clauzon [Clauzon et al., accepté], ou second lac situé à l'Est et en aval du premier).

Les données que nous avons recueillies en mer Noire soutiennent en partie cette première hypothèse. Nos investigations sismiques sur la plate-forme roumano-ukrainienne ont en effet montré qu'il n'existe pas pour le Danube en mer Noire de canyon messinien analogue à ceux connus pour le Rhône ou le Nil en Méditerranée. Ce point s'accorde avec l'hypothèse d'un piégeage du cours de ce fleuve en amont de la mer Noire.

Dans cette hypothèse, les incisions, connues sous le noms d'IPU et mises en évidence sur la plate-forme roumaine externe (Figure III.23, Figure III.43 et Figure III.45), correspondraient à l'érosion régressive du rebord de plateau messinien, indépendante du fleuve Danube, mais pouvant être associée à la mise en place d'un système néo-formé drainant la plate-forme et le massif de la Dobrogée.

La validation, ou l'invalidation, de cette hypothèse passera nécessairement par la recherche, à terre, de renseignements supplémentaires dans la partie orientale du bassin Dacique.

Hypothèse 2: Vers la mer Noire via Galati

Dans cette hypothèse, le Danube, après s'être introduit dans le bassin Dacique, se serait dès le Messinien frayé un chemin jusqu'à la mer Noire, en empruntant en trajet proche de celui qu'il emprunte aujourd'hui (c.a.d par Galati, au nord du seuil de la Dobrogée)(Figure IV-9).

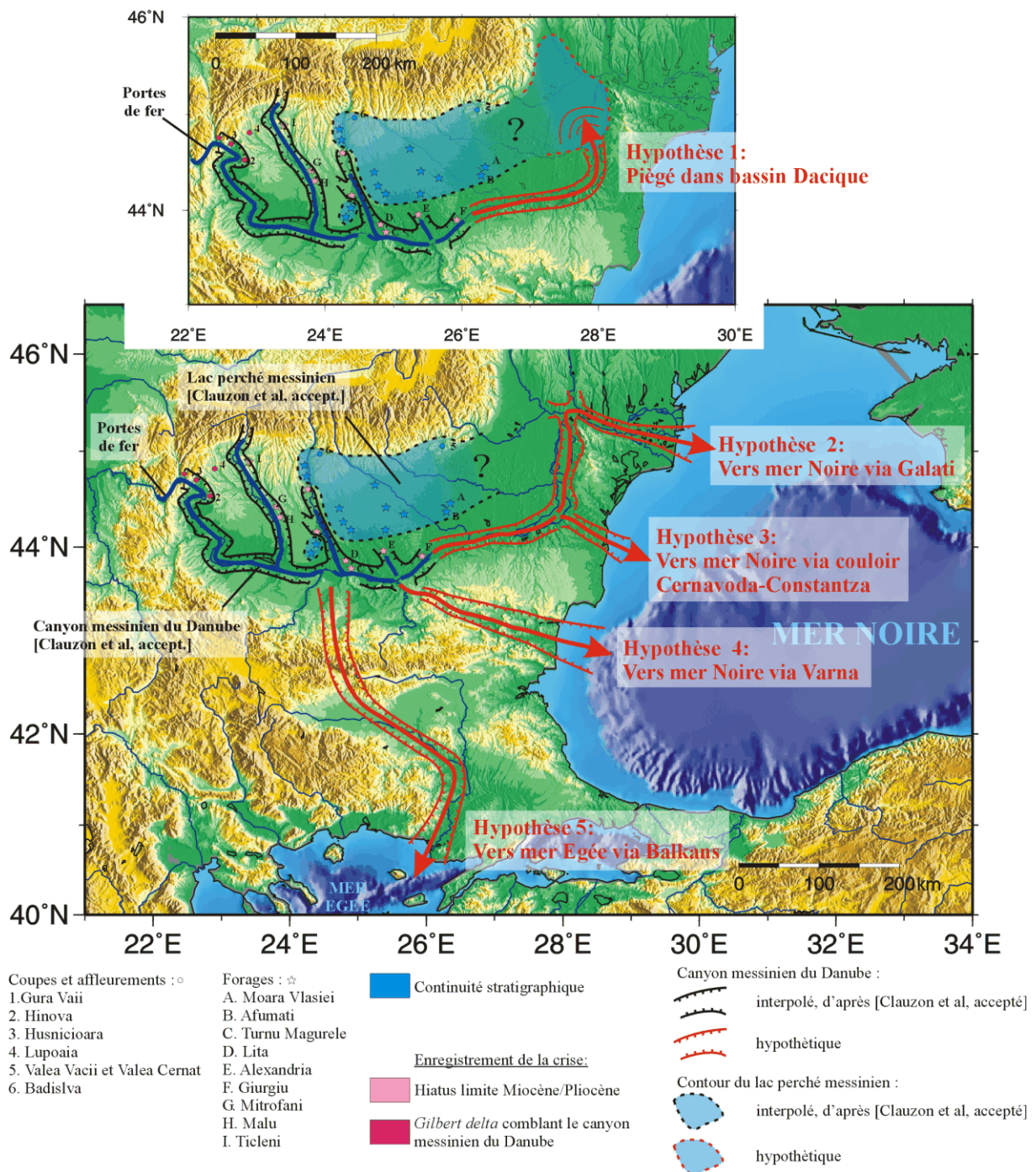


Figure IV-7. Les 5 hypothèses relatives à l'exutoire du Danube lors de la crise messinienne en mer Noire et mer Méditerranée. Remarque: cette figure, qui replace les différentes hypothèses dans le contexte topographique actuel, n'a pas de valeur paléogéographique.

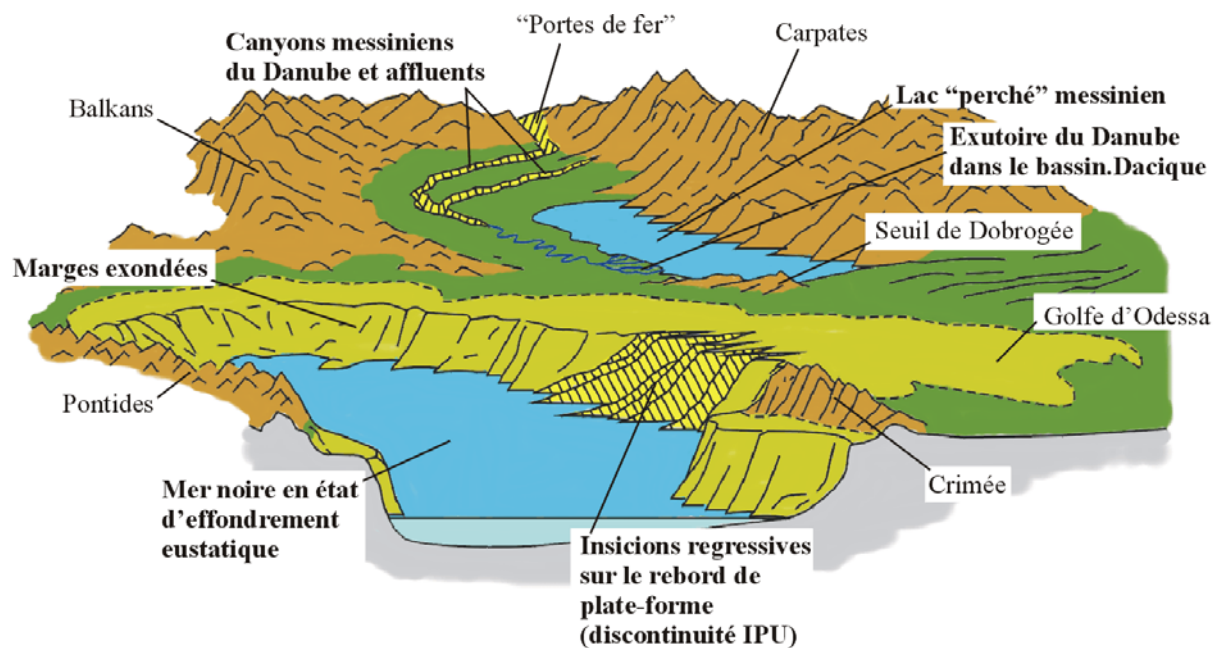


Figure IV-8. Hypothèse 1 : Le Danube piégé dans le bassin Dacique

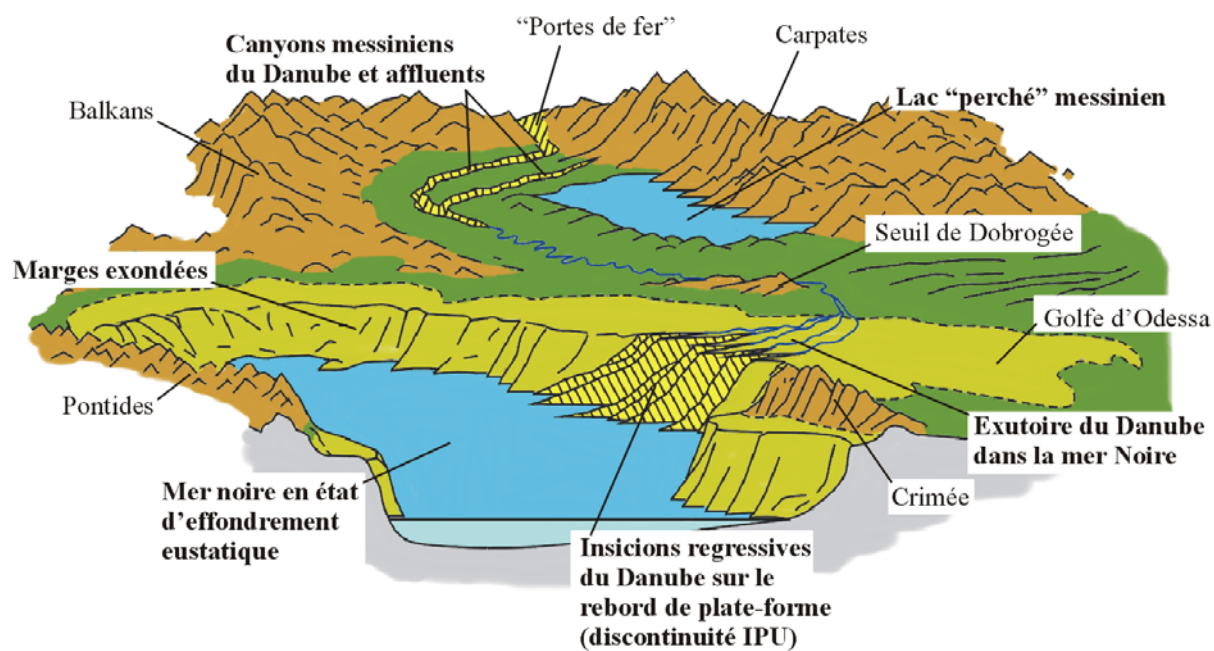


Figure IV-9. Hypothèse 2: le Danube messinien atteint la mer Noire via Galati et érode le rebord de plateau

Bien que nous n'ayons pu mettre en évidence de canyon messinien du Danube en mer Noire, nos résultats pourraient aussi s'accorder avec cette hypothèse.

Les profondes incisions IPU, mises en évidence sur la plate-forme roumaine externe, semblent en effet connectées, via un réseau d'incisions superficielles, avec l'emplacement actuel du delta du Danube (Figure III.46). Dans cette hypothèse, ce couloir d'incisions superficielles pourrait correspondre à la signature du cours inférieur anastomosé du Danube messinien, se connectant avec les incisions régressives du rebord de plateau. Contrairement à ce qui a été décrit pour le Rhône [Clauzon et al., 1997b] et le Nil [Chumakov, 1973; Barber, 1981] pour lesquels l'incision s'est propagée très loin dans les terres, ces incisions régressives (IPU) sont caractérisées par le fait qu'elles ne se sont que très peu propagées en amont sur la plate-forme: elles s'arrêtent bien avant le trait de côte actuel. Dans l'hypothèse considérée, nous pouvons expliquer ce point comme il suit:

Du fait de la plus faible profondeur de la mer Noire par rapport à la Méditerranée, la chute eustatique messinienne y a eu une ampleur moindre. De plus, sur le parcours supposé du Danube messinien, les chaînes montagneuses se trouvent très éloignées (plus de 1000 km en amont pour les "Portes de fer") de son exutoire en mer Noire. Cette combinaison de facteurs pourrait être à l'origine d'un rééquilibrage du profil du fleuve, au niveau du rebord de plateau, plus modéré que ce que l'on connaît par exemple pour le Rhône en Méditerranée.

D'autre part le Danube messinien était amputé d'une part du débit qu'on lui connaît aujourd'hui. En effet, un certain nombre de ses affleuents carpatiques actuels se jetaient alors dans le(s) lac(s) perché(s) du bassin Dacique. Dans ces conditions, le fleuve messinien devait alors avoir un pouvoir incisif réduit.

Hypothèse 3: Vers la mer Noire via le couloir Cernavoda-Constantza

Dans cette hypothèse, envisagée à l'origine par Clauzon et Suc (communication personnelle), le Danube messinien se serait frayé un chemin direct vers la mer Noire en empruntant le couloir déprimé entre les villes de Cernavoda et Constantza (court-circuitant le dessin en baïonnette de l'itinéraire actuel).

Ce postulat repose sur la topographie actuelle de cette vallée morte et sur son analogie possible avec la dichotomie des cours messinien et actuel du Rhône.

Les investigations de terrain consacrées par ces auteurs à cette vallée morte, associées aux données souterraines disponibles (cartes et sondages), n'ont pas apporté la moindre preuve en faveur de l'action du Danube messinien dans cette région (Clauzon et Suc, communication personnelle).

En mer, nos propres investigations sismiques ont clairement montré qu'il n'existe ni de canyon messinien du Danube au large de cette vallée (zone Constantza, chapitre III.1.3.3), ni de réseau d'incisions superficielles la connectant aux incisions messiniennes IPU.

Sur la base de ces arguments, nous écarterons définitivement cette hypothèse.

Hypothèse 4: vers la mer Noire via Varna

Dans cette hypothèse, le Danube messinien se serait frayé un chemin jusqu'à la mer Noire au travers de la plate-forme moésienne, en longeant le flanc nord de la chaîne des Balkans.

Cette hypothèse s'inspire de la topographie actuelle de la large vallée située en amont de la ville de Varna en Bulgarie. En supposant que les Balkans étaient alors moins élevés, celle-ci suggère un possible passage du Danube messinien, du bassin Dacique vers la mer Noire par cet itinéraire sud.

A terre, cette hypothétique vallée messinienne n'a fait pour l'instant, à notre connaissance, l'objet d'aucune recherche particulière.

En mer, nous avons vu que nos données sismiques multitraces HR sont malheureusement handicapées sur la partie proximale de la plate-forme bulgare par la présence de gaz produisant un puissant effet de masque dont nous n'avons pas pu nous affranchir. Celles-ci n'ont pu être utilisées ici pour vérifier cette hypothèse.

Sur cette zone cependant, quelques profils de sismique industrielle sont disponibles dans la littérature [Banks, 1997]. Ceux-ci permettent par l'énergie mise en œuvre de s'affranchir de l'effet de masque. Ils révèlent dans la continuité de la vallée décrite à terre, la présence au sommet de séries miocènes d'une large vallée incisée. Ce point, qui à priori va dans le sens de l'hypothèse 4, demande à faire l'objet d'une étude approfondie future.

La vérification de cette hypothèse passera donc nécessairement par de nouvelles investigations à terre et en mer (exploitation des données sismiques industrielles existantes où acquisition, afin de s'affranchir de l'effet de masque, de nouvelles données de ce type).

Hypothèse 5: Vers la mer Egée via les Balkans

Dans cette hypothèse, déjà évoquée dans la partie traitant du déclenchement de la crise, le fleuve Danube après être entré dans le bassin Dacique et y avoir capturé le cours de quelques uns de ses affluents carpatiques, se serait vu dévié, à travers les Balkans, vers la mer Egée. Comme dans l'hypothèse originale de Hsü [Hsü et Giovanoli, 1979], un tel détournement se serait mis en place à la faveur de l'érosion régressive intense affectant les marges de la mer Egée asséchée. Envisagée par Suc (communication personnelle), cette hypothèse repose sur la base d'arguments biostratigraphiques qui suggèrent, avant et après la crise, une communication directe entre le bassin Dacique et la mer Egée (indépendamment de la mer Noire)[Clauzon et al., accepté]. Cette hypothèse s'inscrit dans le débat, que nous allons exposer dans le chapitre suivant, concernant les modalités de remise en eaux de la Paratéthys orientale suite à l'événement messinien.

La vérification de cette hypothèse, pour laquelle nous ne disposons pour l'instant d'aucun argument direct, nécessitera de mettre sur pied un chantier d'investigations de terrain totalement nouveau entre le bassin Dacique et la mer Egée (Bulgarie et Nord-est de la Grèce).

Nous retiendrons en ce qui concerne l'exutoire et le tracé exact suivi par le fleuve Danube au cours de la crise messinienne, qu'étant donnés les éléments de réponses aujourd'hui disponibles, parmi les cinq hypothèses originellement proposées, seule une (hypothèse 3) peut être définitivement écartée, les quatre autres pouvant chacune être encore envisagée.

IV-10.2.3. Fin de l'événement, la remise en eau

A propos de la fin de l'événement messinien en mer Noire (i.e, la remise en eau de ce bassin), l'ensemble des éléments réunis à ce sujet jusqu'à aujourd'hui, nous amène ici encore à considérer deux hypothèses radicalement opposées (Figure IV-10):

- L'une propose une remise en eaux **directe** de la mer Noire, via un proto-Bosphore la reliant à la mer Egée (hypothèse 1).
- L'autre propose une remise en eaux **indirecte**, depuis le bassin Dacique vers la mer Noire, via une communication entre le bassin Dacique et la mer Egée au travers des Balkans (hypothèse 2).

Au regard des caractéristiques topographiques régionales actuelles, l'hypothèse d'une remise en eau via un proto-Bosphore (hypothèse 1) apparaît à priori comme évidente. En effet, sur les marges sud de la Paratéthis orientale, l'accès à la Méditerranée est aujourd'hui verrouillé par la présence de hautes chaînes alpines (Balkans, Pontides). Seule la zone du Bosphore, relativement peu élevée, ouvre un passage de la mer Noire vers le bassin Méditerranée. Dans cette hypothèse, la remise en eaux se serait propagée de la mer Noire vers le bassin Dacique. Nous allons voir cependant que cette hypothèse, la plus simple, ne s'accorde pas avec les données biostratigraphiques relevés en mer Noire et dans le bassin Dacique.

Clauzon et al [Clauzon et al., accepté] proposent que la crise messinienne soit encadrée par deux épisodes de connexions à haut niveau marin entre le bassin Dacique et la Méditerranée. Dans ce modèle, la seconde de ces connexions serait responsable de la remise en eaux de l'ensemble de la Paratéthis orientale. Afin de répondre à la question de la localisation de ces voies de communication, ces auteurs ont examiné l'ensemble des informations biostratigraphiques relevés dans la région.

En mer Noire, dans le forage DSDP 380, réalisé au voisinage immédiat de l'actuel Bosphore, les coccolithes méditerranéens sont absents du Pliocène basal [Percival, 1978]. Sur ce site, on note également que l'arrivée des diatomées et dinokystes méditerranéens est différée par rapport à la remise en eau du Zancléen (Pliocène basal) [Schrader, 1978; Popescu, accepté]. Sur la base de ces arguments, Clauzon et al [Clauzon et al., accepté] réfutent l'hypothèse du proto-Bosphore (hypothèse 1).

Dans le bassin Dacique, en revanche, les sédiments du Pliocène basal ont enregistré un influx de faunes méditerranéennes contemporain de la remise en eaux zancléenne (zone NN12) [Marunteanu, 1992; Drivaliari et al., 1997; Snel et al., 2000; Clauzon et al., accepté]. Au regard de cet argument, et en s'inspirant des propositions de Kojumdgieva et Marinescu [Kojumdgieva, 1983; Marinescu, 1992], l'équipe de Clauzon [Clauzon et al., accepté], suggère que la remise en eau de la Paratéthis orientale s'est faite prioritairement par le bassin Dacique, via une connexion directe de ce dernier avec la Méditerranée, au travers des Balkans (hypothèse 2). Dans cette hypothèse, la remise en eau de la mer Noire est tributaire de la remise en eau du bassin Dacique (et non l'inverse, comme dans l'hypothèse 1). Cette interprétation s'accorde d'une part avec l'installation précoce (dès le Zancléen basal) des flores méditerranéennes dans le bassin Dacique et explique d'autre part leur arrivée tardive au niveau du site DSDP 380 (temps de migration plus long).

Selon cette argumentation solide, l'hypothèse d'un passage au travers des Balkans apparaissait jusqu'à aujourd'hui comme l'unique piste à privilégier.

Notre travail d'investigation sismique mené en Mer Noire, nous a cependant permis de faire une découverte qui ouvre à nouveau le débat.

Nous avons en effet pu mettre en évidence sur la plate-forme bulgare-turque, la présence d'un profond et large canyon, situé à 50 km à l'ouest de l'actuel Bosphore (chapitre III.2.1). Ce canyon comblé fait l'objet d'une double interprétation (Figure III.55), dont l'une l'associe à la surface d'érosion messinienne identifiée dans la zone. Du fait de ses dimensions, et en l'absence de fleuve majeur pouvant expliquer son creusement, nous proposons que ce canyon matérialise le débouché en mer Noire d'une paléo-connexion avec la Méditerranée.

Dans l'hypothèse où ce canyon marque la limite entre le Messinien et le Zancéen (l'une de nos interprétations), celui-ci constituerait un analogue, au processus de capture près, de ce que l'on connaît au niveau du détroit de Gibraltar en Méditerranée [Blanc, 2002] et correspondrait à la signature érosive du déversement brutal, suite à sa remise en eau, des eaux de la Méditerranée dans la mer Noire asséchée. En cas de confirmation de cette interprétation (canyon marquant la limite Messinien/Zancéen), cette découverte constituerait un argument de poids en faveur d'une remise en eau directe de la mer Noire, via un proto-Bosphore la reliant à la mer Egée (hypothèse 1).

En outre, dans les deux interprétations proposées, il semble que l'ouverture et la fermeture de cette potentielle paléo-connexion puisse répondre à un contrôle tectonique (ouverture de la mer de Marmara [Armijo et al., 2002] et faille nord-anatolienne passant à proximité).

A propos des modalités de remise en eau de la mer Noire, suite à la manifestation de l'événement messinien dans ce bassin, nous retiendrons que l'argumentation en faveur d'un passage au travers des Balkans (hypothèse 2) reste pour l'instant la plus convaincante. En l'attente de la datation précise du canyon découvert à proximité de l'actuel Bosphore, le débat reste cependant ouvert.

La validation de l'une ou l'autre de ces deux hypothèses passera par l'acquisition de nouvelles données à terre (Bulgarie et nord de la Grèce) et en mer (travaux sismiques et prélèvements in situ sur le canyon en question).

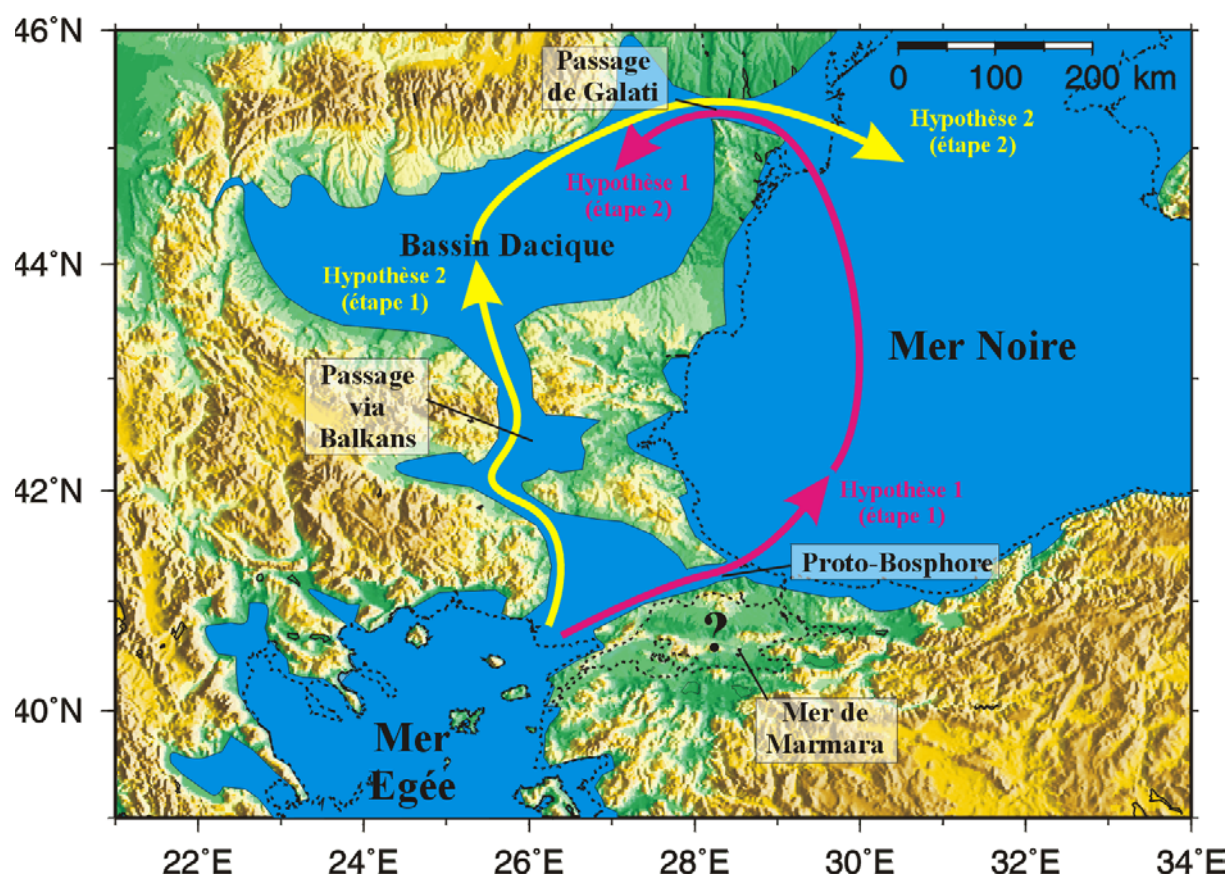


Figure IV-10. Les deux hypothèses relatives à la remise en eaux de la Paratéthys orientale suite à l'événement messinien.

IV-10.3. Synthèse: modèle(s) de l'événement messinien en mer Noire

Nous proposons ici une synthèse de l'ensemble des discussions développées dans ce dernier chapitre. Dans cette synthèse, nous décrirons, étapes par étapes, le déroulement de l'événement messinien dans les bassins Dacique et Euxinique (mer Noire). Pour chacune des étapes, nous rappellerons les principaux arguments utilisés et exposerons l'ensemble des hypothèses encore envisageables.

IV-10.3.1. Juste avant la Crise

A la fin du Messinien (stade isotopique TG15 à 5,6 Ma), juste avant le déclenchement de la crise messinienne en Méditerranée, le bassin Dacique et la mer Noire étaient connectés, en contexte de haut niveau marin, avec la Méditerranée [Clauzon et al., accepté]. Ces communications sont attestées d'un part par l'enregistrement d'influx méditerranéens (NN11) au sein des bassins Dacique [Marunteanu, 1992; Drivaliari et al., 1997] et Euxinique [Semenenko et Pevzner, 1979; Lyul'eva, 1989], et d'autre part par l'enregistrement d'influx paratéthysiens en Méditerranée (premier épisode de *Lago-Mare* dans le modèle de Clauzon et al [Clauzon et al., 1996; Clauzon et al., accepté].

La localisation précise de ces voies de communication, que nous avons appelées Seuil Nord Egéen (par analogie avec le Corridor Nord Egéen décrit par Meulenkamp pour le Tortonien [Meulenkamp et Sissingh, 2003], reste à déterminer [Clauzon et al., accepté]:

- Soit le bassin Dacique communiquait directement avec la Méditerranée via un passage au travers des Balkans
- Soit ces communications se faisaient via un proto-Bosphore reliant la mer Noire à la Méditerranée.

En ce qui concerne la période anté-crise, il n'existe pas, pour l'instant, de réelle argumentation en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses.

IV-10.3.2. Déclenchement de la Crise

Lors du déclenchement de la crise de salinité messinienne en Méditerranée (fermeture des corridors bétique et rifain), la chute du niveau marin dans ce bassin a eu pour conséquence directe l'isolement, par effet de seuil (Seuil Nord Egéen), de l'ensemble de la Paratéthys orientale (dont les bassins Dacique et Euxinique). L'installation d'un bilan hydrique négatif dans certains de ces bassins paratéthysiens isolés a déclenché, par effet d'évaporation, l'effondrement de leur niveau eustatique (mer Noire et partie occidentale du bassin Dacique).

L'origine de l'inversion du bilan hydrique de ces bassins (qui présentaient auparavant un bilan positif) peut être imputée soit :

- au brusque passage d'un climat chaud tempéré vers un climat plus aride.
- à la réorganisation du système drainant de la Paratéthys orientale répondant à la première chute, de faible ampleur, impliquée par le rééquilibrage eustatique s'effectuant au niveau du Seuil Nord-Egéen lors du déclenchement de la crise en Méditerranée.

IV-10.3.3. Durant la Crise

En mer Noire, au plus fort de la crise, le niveau marin aurait drastiquement chuté, pour atteindre un niveau proche du fond du bassin. Cette interprétation s'appuie sur la découverte de la double signature, sédimentaire et érosive, de cet événement. Il s'agit d'une part de l'unité détritico-dolomitique, caractérisant un environnement de dépôt peu profond, découverte en pied de pente au large du Bosphore dans les forages DSDP [Hsü et Giovanoli, 1979]. Il s'agit, d'autre part, de la surface d'érosion messinienne (cette étude) découverte sous les plates-formes bulgaro-turque (où elle se corrèle avec le toit de l'unité décrite ci-dessus) et roumano-ukrainienne (IPU).

Au cours de la crise, la paléogéographie du bassin Dacique était caractérisée (1) par une zone exondée, à l'Ouest et au Sud, érodée par le Danube et ses affluents, (2) par une zone, au Nord, restée en eau (lac perché) et à la sédimentation continue [Clauzon et al., accepté]. La première proposition s'appuie sur la découverte du canyon messinien du Danube au niveau des "Portes de fer" (où il est associé à un *Gilbert delta* zancéen), et sur la discontinuité stratigraphique à la limite entre le Miocène et le Pliocène révélée par les forages à l'ouest et au sud du bassin. La seconde proposition se base au contraire sur la continuité stratigraphique révélée par les forages du Nord du Bassin.

Au regard de cette paléogéographie messinienne (bassin Dacique et Euxinique), nous avons retenu à propos de l'exutoire et du trajet du Danube messinien, quatre hypothèses différentes :

- Soit le Danube messinien n'a pas atteint la mer Noire et est resté piégé dans le bassin Dacique où il se jetait dans la partie restée en eau de ce bassin.
- Soit le Danube, après s'être introduit dans le bassin Dacique, s'est dès le Messinien frayé un chemin jusqu'à la mer Noire, en empruntant en trajet proche de celui qu'il emprunte aujourd'hui, au nord du seuil de la Dobrogée.
- Soit le Danube messinien s'est frayé un chemin jusqu'à la mer Noire au travers de la plate-forme moésienne, en longeant le flanc nord de la chaîne des Balkans (via l'actuelle vallée de Varna en Bulgarie).
- Soit le fleuve Danube après être entré dans le bassin Dacique et y avoir capturé le cours de quelques uns de ses affluents carpatiques, s'est vu dévié, à travers les Balkans, vers la mer Egée.

IV-10.3.4. Remise en eau

Au Zancéen basal, la capture des eaux de l'océan Atlantique par l'érosion régressive initiée au niveau du futur détroit de Gibraltar a entraîné la remise en eaux quasi instantanée de la mer Méditerranée [Blanc, 2002]. Lorsque que le niveau de la Méditerranée a atteint le(s) seuil(s) la séparant de la Paratéthys orientale (bassins Dacique et Euxinique), ses eaux se sont alors engouffrées dans ces bassins "asséchés" qui se sont vu alors, à leur tour, rapidement remis en eau. Cette remise en eau est attestée par l'enregistrement d'influx méditerranéens d'âge zancéen (NN12) dans les bassins Dacique [Marunteanu, 1992; Drivaliari et al., 1997] et Euxinique [Semenenko et Pevzner, 1979].

Comme pour les communications anté-crise, deux passages sont ici envisagés pour la remise en eau :

- Soit via un proto-Bosphore reliant directement la mer Noire à la Méditerranée. La remise en eaux, s'effectue ici depuis la mer Noire vers le bassin Dacique. Cette hypothèse s'appuie sur la découverte en mer Noire d'un large et profond canyon potentiellement contemporain de la remise en eau et situé à proximité immédiate de l'actuel Bosphore (cette étude).

- Soit au travers des Balkans, via une communication directe entre le bassin Dacique et la Méditerranée. La remise en eaux, s'effectue ici depuis le bassin Dacique vers la mer Noire. Cette hypothèse s'accorde avec les indices biostratigraphiques [Clauzon et al., accepté].

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Rappel des objectifs

La mer Noire, dans le cadre de son évolution au sein de la Paratéthys, a connu au cours de son histoire post-rift (Eocène-Quaternaire) de nombreux épisodes d'isolement vis-à-vis de la Méditerranée et des bassins océaniques voisins. Alors que l'impact biogéographique de ces phases de déconnexion est depuis longtemps bien connu, leur impact sur l'évolution eustatique de la mer Noire restait jusqu'à présent largement indéterminé.

Le premier objectif de mon travail visait à caractériser, en terme de variations du niveau marin, l'impact de chacun des épisodes d'isolement connus en mer Noire. A travers l'étude détaillée de la stratigraphie post-rift des marges de ce bassin (essentiellement plate-forme roumano-ukrainienne), il s'agissait d'identifier les marqueurs (discontinuités sismiques) laissés par de telles variations. Au regard des données disponibles, nos recherches se sont essentiellement concentrées sur **l'identification des surfaces d'érosion** que nous avons tenté d'interpréter en terme de **chutes du niveau marin**.

Parmi toutes les phases d'isolement reconnues, celle entraînée par la Crise de Salinité Messinienne en Méditerranée présentait vis à vis de notre problématique principale un intérêt remarquable. A la suite des découvertes du leg DSDP 42B, mené en 1975 en mer Noire, il avait été proposé que la mer Noire avait connu une chute drastique de son niveau marin en réponse à la Crise de Salinité Messinienne méditerranéenne [Hsü et Giovanoli, 1979]. Contrairement à la Méditerranée où la Crise de Salinité Messinienne s'est traduite par un double enregistrement (évacuation et surface d'érosion) à terre et en mer, le point faible d'une telle hypothèse pour la mer Noire résidait dans l'absence de mise en évidence (en particulier par sismique réflexion) de l'événement érosif sur les marges exondées de ce bassin.

Le second objectif de mon travail visait à tenter de répondre en particulier à la question de la manifestation de l'événement messinien en mer Noire. Dans la perspective de tester l'hypothèse de Hsü, nous avons notamment concentré nos recherches sur **l'identification de la surface d'érosion messinienne en mer Noire**.

Synthèse des principaux résultats

a. L'analyse des données

Les travaux de stratigraphie sismique présentés dans ce mémoire ont permis de récolter, essentiellement au travers des nouvelles des données de sismique HR, de nouvelles informations à propos de la stratigraphie néogène des marges occidentales de la mer Noire.

En ce qui concerne la **marge roumano-ukrainienne** (Nord-ouest du bassin), cette étude a permis de mettre en évidence et de décrire précisément **six surfaces d'érosion** au sein des séries post-rift. Il s'agit des surfaces suivantes:

- La surface d'érosion **E**, à la **base de l'Eocène**.
- La surface d'érosion **O**, à la **base de l'Oligocène**.
- La surface d'érosion **M**, à la **base du Miocène**.
- La surface d'érosion **P**, à la **base du Pontien**.
- La surface d'érosion **L.IPU** (Low Intra Pontian Unconformity), au **sein du Pontien**.
- La surface d'érosion **IPU** (Intra Pontian Unconformity), dans le **Pontien supérieur**.

Les discontinuités érosives E, O, M, et P avaient pu être précédemment signalées dans la littérature [Robinson et al., 1996; Tambrea et al., 2002]. Elles expliquent les hiatus stratigraphiques reconnus dans les forages.

L'avancée majeure pour notre connaissance de la stratigraphie de la plate-forme roumano-ukrainienne concerne le Pontien. L'analyse des données sismiques HR BlaSON y a en effet permis la découverte des **deux nouvelles surfaces d'érosion L.IPU et IPU**, sans équivalent connu dans les forages. Parmi ces discontinuités, l'**IPU** s'avère être une surface d'érosion majeure particulièrement remarquable, qui correspond à la **signature érosive de l'événement messinien sur la plate-forme roumano-ukrainienne** (voir plus loin).

Il est intéressant de noter que pour la première fois la surface d'érosion qui définit la base des séries miocènes (**surface M**) est décrite comme une surface d'érosion polyphasée, dite **composite**, issue de la combinaison de trois phases d'érosion successives. En position proximale, la surface d'érosion **M** est en effet systématiquement reprise par les discontinuités érosives sus-jacentes, **P** et **L.IPU**.

Nous pouvons classer ces six discontinuités érosives selon deux catégories principales:

- **Les surfaces d'érosion majeures**, caractérisées par un fort pouvoir incisif, qui définissent des dépressions marquées à l'échelle régionale (E, O, M, IPU). Elles sont soulignées par de profondes incisions (canyons) et/ou par de petites incisions d'ordre secondaires
- **Les surfaces d'aplanissement**, caractérisées par une morphologie plane et un très faible pouvoir incisif (P et L.IPU).

Sur la **marge bulgare-turque**, ces travaux de recherches ont permis la découverte et le calage chronostratigraphique précis, par le biais des forages DSDP, de la **surface d'érosion messinienne en mer Noire**. Cette surface a pu être identifiée **sur le plateau et jusqu'en pied de pente** où elle se **corrèle** avec le toit de l'**unité détritico-dolomitique messinienne** du site DSDP 381. Elle est associée, dans l'une de nos interprétations, à un large et profond canyon, aujourd'hui comblé, qui entaille la plate-forme bulgare-turque à 50 km à l'Ouest du Bosphore.

b. L'interprétation des résultats

Les surfaces d'érosion anté-messiniennes (E, O, M et L.IPU) et leur interprétation en terme de variations du niveau de la mer Noire. Lien avec les phases d'isolement ?

En nous basant sur des arguments tectonique (estimation de la subsidence), lithologique (environnement de dépôt), morphologique et paléogéographique (connexion – déconnexion), nous proposons ce qui suit :

- **Les surfaces d'érosion E et O**, situées respectivement à la base de l'Eocène et de l'Oligocène, sont des surfaces **d'érosion régressives sous-marines** répondant à une chute de faible ampleur du niveau marin. Dans le **contexte de connexion à l'océan global** prévalant sur cette période, nous proposons de mettre en lien les surfaces E et O respectivement avec les bas niveaux des cycles TA 3.1 (Eocène inférieur) et des cycles successifs TA 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4 (fin Eocène – début Oligocène) de la courbe de Haq et al [Haq et al., 1988].
- **La surface d'érosion M**, à la base du Miocène moyen, correspond, dans sa partie individualisée (M.i) à une **surface d'érosion subaérienne** mise en place sur la marge roumano-ukrainienne à la faveur d'une **chute drastique du niveau marin en mer Noire à la fin du Miocène inférieur**. Nous proposons de mettre en lien cet épisode d'effondrement eustatique avec **la phase d'isolement total** du bassin, décrit par Rögl [Rögl, 1999], à la **fin du Burdigalien**. Cette phase d'isolement aurait une origine tectonique.
- **Les surfaces P et L.IPU** sont des **surfaces de ravinement par les vagues** à mettre en lien, en **contexte de connexion**, respectivement, avec les **hauts niveaux transgressifs** TB 3.2 et TB 3.3 des cycles de variations eustatiques globales du **Miocène supérieur** [Haq et al., 1988].

La crise messinienne en mer Noire

Les travaux de cette thèse permettent, au travers de la **découverte** et du **calage chronostratigraphique précis** (forage DSDP) de la **surface d'érosion messinienne en mer Noire**, de **valider définitivement l'hypothèse**, proposée par Hsü [Hsü et Giovanoli, 1979], d'une **chute drastique du niveau de la mer Noire à la fin du messinien** en réponse à la crise de salinité reconnues en Méditerranée. Cette hypothèse, s'appuie en effet désormais, comme en Méditerranée, sur l'enregistrement d'une **double signature**:

- Une signature sédimentaire: unité détritico-dolomitique, caractérisant un environnement de dépôt peu profond, identifiée dans les forage DSDP en pied de pente au large du Bosphore [Ross et Neprochnov, 1978; Hsü et Giovanoli, 1979; Stoffers et Müller, 1979].
- Une signature érosive: surface d'érosion messinienne, identifiée sur la marge bulgare-turque, du plateau jusqu'en pied de pente, et sur la plate-forme roumano-ukrainienne (cette étude).

L'enregistrement combiné de ces **deux signatures jusqu'en pied de pente** (sites DSDP), permet par ailleurs de confirmer **l'ampleur catastrophique** de cet événement dans ce bassin (plan d'eau résiduel messinien restitué, selon Hsü, autour de 1600 m en contre bas de l'océan global [Hsü et Giovanoli, 1979]).

Sur la marge bulgare-turque, le calage chronostratigraphique direct et précis de cette surface repose sur la corrélation des données sismiques HR BlaSON avec le forage DSDP 381. Sur la plate-forme roumano-ukrainienne, l'identification de cette surface (discontinuité **IPU**) découle des corrélations entre les échelles chronostratigraphiques paratéthysienne et méditerranéenne proposées par Snel et Clauzon [Snel et al., 2000; Clauzon et al., accepté].

Conclusion et perspectives

Les réflexions, basées sur celles initiées dans la littérature, et prenant en compte les plus récents résultats [Popescu, 2001; Clauzon et al., accepté] amènent à proposer la synthèse suivante:

En ce qui concerne le déclenchement de la crise en mer Noire, son isolement suite à la chute de niveau marin méditerranéen ne suffit pas et l'installation d'un bilan hydrique négatif dans ce bassin doit être envisagé. Sur ce point, deux hypothèses sont proposées:

- L'origine climatique
- La réorganisation du système drainant messinien de la mer Noire.

En ce qui concerne l'exutoire du Danube messinien, ces travaux ont permis d'écarter définitivement l'hypothèse de l'exutoire euxinique (mer Noire) via le couloir de Cernavoda-Constantza. Quatre hypothèses restent envisageables :

- L'exutoire dacique
- L'exutoire euxinique via un tracé proche de l'actuel
- L'exutoire euxinique via le flanc nord des Balkans (vallée de Varna)
- L'exutoire méditerranéen (égéen) via les Balkans

En ce qui concerne la remise en eau de la mer Noire (Zancléen basal), s'il est acquis qu'elle est consécutive à la remise en eau de la Méditerranée, l'emplacement exact des voies de communications avec ce bassin reste sujet à débat:

- Remise en eau directe via un proto-Bosphore
- Remise en eau indirecte via le bassin Dacique et une communication de ce bassin avec la mer Egée, au travers des Balkans.

Perspectives de recherche

Notre étude de stratigraphie sismique, la première à se consacrer exclusivement à la stratigraphie post-rift de la mer Noire, n'a constitué, par rapport aux problématiques posées, qu'une étape d'investigation préliminaire qui ouvre de nombreuses perspectives de recherche, en particulier en ce qui concerne l'événement messinien en mer Noire.

Concernant l'enregistrement et l'impact en terme de variations du niveau marin des phases d'isolement répétées du bassin Euxinique (problématique principale)

Il est important de noter que parmi toutes les phases d'isolement qu'a connues la mer Noire au cours de son évolution paléogéographique post-rift, seules deux semblent avoir entraîné une réponse eustatique notable enregistrée dans les sédiments. Il s'agit des phases d'isolement de la fin du Burdigalien (fin Miocène inférieur) et de la fin du Messinien (fin Miocène supérieur), ayant toutes deux entraîné une chute drastique du niveau marin de la mer Noire.

Sur la période considérée, du début de l'Eocène au Quaternaire, nous n'avons pas pu mettre en évidence de discontinuités correspondant aux phases d'isolement successivement décrites au Rupélien, au Badénien moyen et au Sarmatien.

Celle décrite au Badénien moyen est notamment connue pour avoir entraîné un épisode évaporitique dans les bassins péri-carpatiques. L'absence d'enregistrement en mer Noire de réponse eustatique à cette déconnexion apparaît comme problématique et devra faire l'objet d'investigations futures. Il pourrait s'agir de l'acquisition, sur le plateau roumano-ukrainien, de nouvelles données de sismiques HR, resserrant le maillage de celles présentées dans ce

mémoire. Ce travail pourrait être complété par le réexamen des données biostratigraphiques des forages roumains afin d'y différencier les séries badéniennes des séries sarmatiennes.

D'une façon plus générale, la validation ou l'invalidation des hypothèses proposées pour l'origine de chacune des surfaces d'érosions anté-messinienne identifiées dans cette étude, passera par la réalisation de travaux de *backstripping* précis sur la marge Nord-ouest de la mer Noire. Ces travaux s'appuieront sur des données de forages existantes (à récupérer auprès des sociétés pétrolières) ou à venir.

Concernant la crise messinienne en mer Noire et dans la Paratéthys

Il semble tout d'abord essentiel de pouvoir étendre l'identification des signatures de cet événement à l'ensemble du bassin. Mis à part les quelques signes d'érosion signalés sur les péninsules de Kerch et Taman, la partie orientale du bassin est en effet pour l'instant vierge de toute découverte allant dans ce sens.

L'ensemble des recherches initiées devra se poursuivre, aussi bien à terre qu'en mer, afin d'établir un scénario précis du déroulement de la Crise Messinienne dans la Paratéthys et de comprendre les interactions Méditerranée/Paratéthys lors de cet événement.

Chacun des débats ouverts à propos du déclenchement de la crise, de l'exutoire du Danube messinien et de la remise en eau du bassin devront notamment faire l'objet d'investigations supplémentaires.

Les travaux à envisager dans un premier temps concernent:

- La cartographie sismique de la surface d'érosion dans les zones où elle a déjà pu être reconnue (plateau roumano-ukrainien et marge bulgare-turque).
- L'identification, la cartographie puis la quantification des produits détritiques issus de cette érosion (au moyen de données de sismique réflexion en pied de pente et dans le bassin profond).
- La prospection à terre des traces de surcreusements fluviaux messiniens dans les reliefs surplombant déjà le bassin au Messinien (Balkans côtiers, Pontides, Crimée, Caucase) ainsi que dans les zones où ils ont déjà pu être signalés (Péninsules de Kerch et Taman)[Chumakov, 2000].
- La prospection en mer (sismique réflexion) de la surface d'érosion messinienne sur les marges pour l'instant non étudiées (mer Noire orientale).

La synthèse de toutes ces nouvelles informations permettra d'envisager dans un second temps le calcul des bilans érosion/sédimentation intégrant des travaux de *back stripping* des marges.

L'ensemble de ces objectifs pourrait d'une part s'appuyer sur les jeux de données dont nous disposons déjà en mer (sismique BlaSON 1 et 2, forages off-shore roumains, bulgares, turcs et DSDP, quelques lignes industrielles de la société roumaine Petrom) ainsi que sur l'énorme quantité de données sismiques industrielles de plusieurs compagnies pétrolières qui semble en partie accessible. La cartographie de la surface d'érosion nécessitera l'acquisition de nouvelles données sismiques haute résolution et va faire l'objet d'une demande de mission en mer Noire pour 2005 (demande INSU sous le label Eclipse). Les travaux à terre impliqueront aussi la réalisation de missions sur les sites évoqués.

Le débat concernant la localisation du passage ayant permis la remise en eau fait d'ailleurs déjà actuellement l'objet de recherches à terre, en Bulgarie et au nord de la mer Egée [Snel et al., accepté; Suc, communication personnelle].

BIBLIOGRAPHIE

- Adamia, S.A., Gamkrelidze, I.P., Zakariadze, G.S. et Lordkipanidze, M.B., 1974. Adjaro-Trialetsky progib i problema formirovaniya glubokovodnoi vpadiny Chernogo morya. *Geotektonika*, 1: 78-94.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yasar, D., Isler, F.I. et Marsh, S., 2002. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~10 000 yr. *Marine Geology*, 190(1-2): 61-94.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. et Barka, A., 2002. Asymetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to the propagation processe of the North Anatolian Fault ? *Terra Nova*, 14: 80-86.
- Banks, C.J., 1997. Basins and thrust belts of the Balkan coast of the Black Sea. In: A.G. Robinson (Editor), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. AAPG memoir, Tulsa, pp. 115-128.
- Banks, C.J. et Robinson, A.G., 1997. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Balck Sea region. In: A.G. Robinson (Editor), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. AAPG memoir, Tulsa, pp. 53-62.
- Barber, P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the proto-Nile Delta. *Marine Geology*, 44: 253-272.
- Belousov, V.V., 1967. Some problems of the evolution of the Earth's crust and upper mantle of the oceans. *Geotectonics*, 1: 3-14.
- Benson, R.H., Rakic-El-Bied, K. et Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6(1): 164-192.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C.I. et Aubry, M.-P., 1995. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry et J. Hardenbol (Editors), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic correlation*. SEPM Special Publication, 54, pp. 129-212.
- Bertini, A., 1994. Palynological investigations on the Upper Neogene and Lower Peistocene sections in Central and Nothern Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48: 341-443.
- Bertini, A., Londeix, L., Maniscalco, R., Di-Stefano, A., Suc, J.P., Clauzon, G., Gautier, F. et Grasso, M., 1998. Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. *Micropaleontology*, 44(4): 413-433.
- Blanc, P.-L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15(5-6): 303-317.
- Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M., Pierre, C. et Badaut-Trauth, D., 1998. Evidence of messinian non-marine deposition at Site 968 (Cyprus Lower Slope). In: A.H.F. Robertson, K.C. Emeis, C. Richter et A. Camerlenghi (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, 160. TX (Ocean Drilling Program), College station, pp. 437-445.
- Bogdanovich, A.K. et Buryak, V.N., 1986. The Taman Peninsula, Stratigraphy of the USSR. *The Neogene System*. Nedra, Moscow, pp. 142-150.

Bibliographie

- Brinkmann, R., 1974. Geologic relations between Black Sea and Anatolia. In: E.T. Degens et D.A. Ross (Editors), *The Black Sea, Geology, Chemistry, and Biology*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 20, Tulsa, pp. 63-76.
- Brown, L.F.J. et Fischer, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems; Examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. AAPG, Tulsa, pp. 49-205.
- Busson, G., 1979. "Le géant salifère" Messinien du domaine Méditerranéen; Interprétation génétique et implications paléogéographiques, VIIth international congress on Mediterranean Neogene. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*. Tome hors série, pp. 227-238.
- Busson, G., 1990. Le Messinien de la Méditerranée... vingt ans après. *Géologie de la France*(3-4): 3-58.
- Can, E., 1996. Tectonic evolution of the Southwestern Black Sea Margin, offshore Turkey. Unpublished M.Sci. Thesis, Texas, A&M University, 88 pp.
- Catuneanu, O., 1991. The Black Sea Basin - Implication of its evolution on the Romanian shelf geology. *Rev. Roum. Géologie*, 35: 95-104.
- Chaumillon, E. et Mascle, J., 1997. From foreland to forearc domains: New multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 138(3-4): 237-259.
- Chepalyga, A.L., 1985. Climatic and eustatic fluctuations in the Paratethys basins history, VII Congress, Regional Commission on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS), Budapest, pp. 34-36.
- Chumakov, I.S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In: W.B.F. Ryan et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1242-1243.
- Chumakov, I.S., 2000. The problem of the Miocene-Pliocene boundary in the Euxinian region. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 8(4): 396-404.
- Cita, M.B., 1975. The Miocene/ Pliocene boundary: history and definition. In: T. Saito et L. Burckle (Editors), *Late Neogene Epoch boundaries*. Micropaleontology, Sp. Publ., pp. 1-30.
- Cita, M.B. et Colombo, M.R., 1979. Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (sicily). *Sedimentology*, 26: 497-522.
- Cita, M.B., Rio, D. et Sprovieri, R., 1999. The Pliocene series: chronology of the type mediterranean record and standard chronostratigraphy. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*: 49-63.
- Cita, M.B. et Ryan, W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, 27(3-4): 193-365.
- Cita, M.B., Wright, R.C., Ryan, W.B.F. et Longinelli, A., 1978. Messinian Paleoenvironments. In: K.J. Hsü et L. Montadert (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1003-1035.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-pliocene cutting of the Rhone Valley. In: W.B.F. Ryan et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1251-1256.
- Clauzon, G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiol. Cont.*, 17: 125-155.

- Clauzon, G., Puig, J.M. et Guendon, J.L., 1997a. Manifestation karstiques induites par le creusement messinien: exemples rhodano-duranciens. Livret-guide excursion AFK, 35 pp.
- Clauzon, G. et Rubino, J.L., 1988. Why proximal areas of Mediterranean Pliocene rias are filled by Gilbert type fan deltas ?, Intern. Workshop Fan Deltas, Cosenza, Abstracts, pp. 13-14.
- Clauzon, G., Rubino, J.L. et Casero, P., 1997b. Regional modalities of the Messinian Salinity Crisis in the framework of the two phases model, R.C.M.N.S. Interim Coll, "Neogene basins of the Mediterranean region: controls and correlation in space and time", Catane, Program and abstracts, pp. 44-46.
- Clauzon, G., Rubino, J.L. et Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert type fan deltas along the French Mediterranean coast. Field trip guide book, 16th IAS regional meeting Sedimentology. Publ. Ass. Séd. Fr., 23, pp. 143-222.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. et Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis : Controversy resolved ? *Geology*, 24(4): 363-366.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Popescu, S.M., Marunteanu, M., Rubino, J.L., Marinescu, F. et Jipa, D., accepté. Influence of the Mediterranean Sea Eustasy over the Dacic Basin (Central Paratethys) in the Late Neogene. *Basin Research*.
- Cloetingh, S., Spadini, G., Van Wees, J.D. et Beekman, F., 2003. Thermo-mechanical modelling of Black Sea basin (de)formation. *Sedimentary Geology*, 156(1-4): 169-184.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. et McKenna, L.W., 1997. Eustatic implications of the Late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology*, 107(3-4): 147-165.
- Dachev, C., Stanev, V. et Bokov, P., 1988. Structure of the Bulgarian Black Sea area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v. 30, n°117-118, pp. 79-107.
- Decima, A. et Wezel, F.C., 1973. Late Miocene evaporites of the central Sicilian Basin, Italy. In: W.B.F. Ryan et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1234-1241.
- Degens, E.T. et Paluska, A., 1979. Tectonic and climatic pulses recorded in Quaternary sediments of the Caspian-Black Sea region. *Sedimentary Geology*, 23(1-4): 149-163.
- Degens, E.T., Stoffers, P., Golubic, S. et Dickman, M.D., 1978. Varve chronology: estimated rates of sedimentation in the Black Sea deep basin. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 499-508.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. et Sandulescu, M., 2000. Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes: I-XXIV; 1-269 pp.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. et Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Dinu, C., Wong, H.K. et Tambrea, D., 2002. Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures. In: C. Dinu et V. Mocanu (Editors), *Geology and tectonics of the Romanian Black Sea shelf and its hydrocarbon potential*. B.G.F Special Volume n°2, pp. 101-117.
- Dix, C.H., 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20: 68-86.
- Dos Reis, A.T., 2001. La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du Golfe du Lion - Méditerranée Occidentale, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 373 pp.
- Drivaliari, A., Ticleanu, N., Marinescu, F., Marunteanu, M. et Suc, J.P., 1997. A Pliocene climatic record at Ticleni (southwestern Romania). In: J.H. Wrenn, J.P. Suc et S.A.G.

- Leroy (Editors), The Pliocene: time of change. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 103-108.
- Ergün, M. et Cifci, G., 1999. The Black Sea : structure, evolution and sedimentology, Workshop on the Mediterranean scientific drilling perspectives. CIESM Workshop Series n°6, Granada 10-12 June 1999, pp. 87-95.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. et Xuan, Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30(117-118): 197-324.
- Fortuin, A.R., Krigsman, W., Hilgen, F.J. et Sierro, F.J., 2000. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain: Comment. *Sedimentary Geology*, 133: 167-174.
- Garcés, M., Krijgsman, W. et Agustí, J., 1998. Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 69-81.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. et Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci.*, 318(II): 1103-1109.
- Gheorghian, M., 1978. Micropaleontological investigations of the sediments from sites 379, 380 and 381 of leg 42B. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lakes shores. U.S. Geol. Survey, Washington, 5: 75-123.
- Gliozzi, E., 1999. A late Messinian brackish water ostracod fauna of Paratethyan aspect from Le Vicenne Basin (Abruzzi, central Apennines , Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 191-208.
- Goncharov, V.P. et Neprochnov, Y.P., 1960. geomorphology and tectonic problems of the Black Sea, International Geological Congress. IGC, location varies, pp. 94-104.
- Goncharov, V.P. et Neprochnov, Y.P., 1967. Geomorphology of the bottom and tectonic problems in the Black Sea. In: S.K. Runcorn (Editor), International dictionary of geophysics. Pergamon Press, London, pp. 1728.
- Görür, N., 1988. Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147: 247-262.
- Guennoc, P., Gorini, C. et Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3: 67-97.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. et Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. et Vail, P., 1988. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Special Publication*, 42: 71-108.
- Harbury, N. et Cohen, M., 1997. Sedimentary history of the late Jurassic-Paleogene of northeast Bulgaria and the Bulgarian Black Sea. In: A.G. Robinson (Editor), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG memoir, pp. 129-168.
- Harzhauser, M., Piller, W.E. et Steininger, F.F., 2002. Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution - the gastropod's point of view. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183: 103-133.
- Hsü, K.J., 1978a. Correlation of Black Sea sequences. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 489-497.
- Hsü, K.J., 1978b. Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 509-524.

Bibliographie

- Hsü, K.J., Cita, M.B. et Ryan, W.B.F., 1973a. The origin of the Mediterranean evaporites. In: W.B.F. Ryan et K.J. Hsü (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (Part 1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Hsü, K.J. et Giovanoli, F., 1979. Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29: 75-93.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Mélières, F., Müller, C. et Wright, R.C., 1978. History of the Mediterranean Salinity Crisis. In: K.J. Hsü et L. Montadert (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1053-1078.
- Hsü, K.J., Nacev, I.K. et Vuchev, V.T., 1977. Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40: 245-256.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. et Cita, M.B., 1973b. Late Miocene dessication of the Mediterranean. *Nature*, 242: 240-244.
- IOC, IHO et BODC, 2003. GEBCO, One Minute Grid, Centenary edition of the GEBCO Digital Atlas [CD-ROM]. British Oceanographic Data Centre on behalf of the IOC and IHO, Liverpool.
- Jipa, D., 1997. Late neogene-quaternary evolution of the dacian basin (Romania). An analysis of sediment thickness pattern. *Geo-Eco-Marina*, 2: 127-134.
- Jones, R.W. et Simmons, M.D., 1997. A review of the stratigraphy of the Eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea. In: A.G. Robinson (Editor), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG memoir, pp. 39-52.
- Jousé, A.P. et Mukhina, V.V., 1978. Diatom units and the paleogeography of the Black Sea in the late Cenozoic (DSDP, Leg 42B). In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 903-915.
- Jousé, A.P. et Mukhina, V.V., 1980. Diatom-based Upper Cenozoic stratigraphy, Geological history of the Black Sea according to the Deep-Sea Drilling Data. Nauka, Moscow, pp. 52-65.
- Kojumdgieva, E., 1983. Paleogeographic environment during the desiccation of the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43: 195-204.
- Koreneva, E.V. et Kartashova, G.G., 1978. Palynological study of samples from holes 379A, 380A, LEG 42B. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. XX.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. et Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. et Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 153: 147-160.
- Kvasov, D.D., 1983. Causes of the marked regression of the Black and Caspian Seas about five million years ago. *Marine Geology*, 23(3): 331-335.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. et sungurlu, O., 1977. The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In: B. Biju-Duval et L. Montadert (Editors), International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. Technip, Paris, pp. 363-376.
- Letouzey, J., Gonnard, R., Montadert, L., Kristchev, K. et Dorkel, A., 1978. Black Sea: geological setting and recent deposits distribution from seismic reflection data. In:

- D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1077-1084.
- Liteanu, E., Pricajan, A. et Baltac, G., 1961. Transgresiunile cuaternare ale Marii Negre pe teritoriul Deltei Dunarii (Les transgressions quaternaires de la mer Noire sur le territoire du delta du Danube). *St. Cerc. Geol.*, 6(4): 743-762.
- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion, Thèse de 3^e cycle, Université des Sciences et Technologies de Lille, 263 pp.
- Lyul'eva, S.A., 1989. Ceratoliths (Nannoplankton) of the Miocene and Pliocene deposits of the Southwestern USSR. *Dokl. Akad. Nauk USSR*, 11: 14-18.
- Marinescu, F., 1978. Stratigrafia neogenului superior din sectorul vestic al bazinului Dacic. Edit. Acad. R.S.R., 155 pp.
- Marinescu, F., 1992. Les bioprovinces de la Paratéthys et leurs relations. *Paleontologia i Evolucio*, 4(25): 445-453.
- Marunteanu, M., 1992. Distribution of the calcareous nannofossils in the Intra - and Extra - Carpathian areas of Romania. *Knihovnicka ZPN*, 14b(2): 247-261.
- Marunteanu, M. et Papaianopol, I., 1998. Mediterranean nannoplankton in the Dacic basin. *Rom. J. Stratigraphy*, 78: 115-121.
- Meulenkamp, J.E. et Sissingh, W., 2000. Tertiary. In: S. Crasquin (Editor), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes*. CCGM/CGMW, Paris, pp. 153-154.
- Meulenkamp, J.E. et Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196: 209-228.
- Milanovskiy, Y., 1967. Problema proiskhozhdeniya Chernomorskoy vpadiny i yeye mesto v strukture al'piyskogo poyasa. *Moscow Univ., Vestn. Ser. Geol.*, 22: 27-43.
- Mitchum, R.M. et Vail, P., 1977. Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG memoir, pp. 135-143.
- Mitchum, R.M., Vail, P. et Sangree, J.B., 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG memoir, pp. 117-133.
- Mitchum, R.M. et Van Wagoner, J., 1991. High-frequency cycles and their stacking patterns; sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131-160.
- Montadert, L., Letouzey, J. et Mauffret, A., 1978. Messinian event: seismic evidence. In: K.J. Hsü et L. Montadert (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1037-1050.
- Montadert, L., Sancho, J., Fail, J.P., Debyser, J. et Winnock, E., 1970. De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *C.R. Acad. Sci.*, 271(Série D): 812-815.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Férauld, G. et Ben Moussa, A., 2001. Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien : apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Mellila-Nador (Rift nord-oriental, Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, 332: 569-576.
- Muratov, M.V., 1951. History of the Black Sea Basin in relation to adjacent areas. *Byull., Mosk. Ova Ispyt. prir., Otd. Geol.*, 24(1): 7-34.
- Muratov, M.V., 1972. Istoriya formirovaniya glubokovodnoi kotloviny Chernogo morya v sravnenii s vpadinami Sredizemnogo. *Geotektonika*, 5: 22-41.

- Neprochnov, Y.P., 1966. Deep structure of the earth's crust under the Black Sea basin according to seismological data. Byull., Mosk. Ova Ispyt. prir., Otd. Geol., 4: 15-29 (in russian).
- Nesteroff, W.D., 1973. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. In: W.B.F. Ryan et K.J. Hsü (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (Part 1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. et Brunet, M.F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling. Sedimentary Geology, 156(1-4): 149-168.
- Nikolayeva, Y.Y., Pustil-nikov, M.R. et Shlezinger, Y., 1980. Struktura osadochnogo chekhla severo-zapadnoy chasti Chernomorskogo glubokovodnogo basseyna, translated Title: Structure of the sedimentary cover in the northwestern part of the Black Sea abyssal basin. Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody, Otdel Geologicheskoy, 55(3): 3-16.
- Okay, A.I., Sengör, A.M.C. et Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. Geology, 22: 267-270.
- Olteanu, R., 1979. Signification biostratigraphique des ostracodes meotiens et pontiens du Bassin Dacique. Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, Serie de Geologie, 23(1): 77-87.
- Orzag-Sperber, F., Rouchy, J.M. et Blanc-Valleron, M.M., 2000. La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre) : la période du *Lago-Mare*. C.R. Acad. Sci., 331(Sciences de la Terre et des planètes): 483-490.
- Özsoy, E. et Ünlüata, Ü. 1998. The Black Sea. In: A.R. Robinson et K. Brink (Editors), The Sea: The Global Coastal Ocean: Regional Studies and Syntheses, Wiley, New York, pp. 889-914.
- Panin, N., 1997. Geomorphological zonation of Black Sea. In: V. Mamaev, A. Berlyant, O. Musin et D. Aubrey (Editors), Black Sea Geographic Information System (V 2.0) [CD-ROM]. Black Sea Environmental Programme and UNDP.
- Papaianopol, I. et Marinescu, F., 1995. Lithostratigraphy and age of Neogene deposits on the Moesian Plat-form, between Olt and Danube Rivers. Rom. J. Stratigraphy, 76: 67-70.
- Papaianopol, I. et Marunteanu, M., 1993. Biostratigraphy (molluscs and calcareous nannoplankton) of the Sarmatian and Meotian in Eastern Muntenia (Dacic basin - Rumania). Zemini plyn a nafta, 38(1): 9-15.
- Papaianopol, I. et Motas, I.C., 1978. Marqueurs biostratigraphiques pour dépôts post-chersoniens du bassin Dacique. D.S. Inst. Geol. Geofis. Stratigrafie, 64(4): 283-294.
- Papp, A., Cicha, I., Rögl, F., Senes, J., Steininger, F.F. et Baldi, T., 1974. Principes de la subdivision stratigraphique de la Paratethys centrale. Memoires du B.R.G.M., 78(2): 767-774.
- Percival, S.F., 1978. Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 773-781.
- Petrasccheck, W.E., 1960. Über ostmediterrane Gebirgzusammenhänge. Abh. Dtsch. Akad. Wiss., III(1): 9-18.
- Pevzner, M.A., 1986. Middle Miocene-Pliocene stratigraphy of Southern Europe according to paleomagnetic data, Geol. Inst. Acad. Sci. USSR, Moscow.
- Popescu, I., 2002. Analyse des processus sédimentaires récents dans l'éventail profond du Danube (Mer Noire), Université de Bretagne Occidentale, brest, 282 pp.
- Popescu, S.M., 2001. Végétation, climat et cyclostratigraphie en Paratéthys centrale au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur d'après la palynologie, Thèse 3° cycle, Université Claude Bernard - Lyon 1, 233 pp.

- Popescu, S.M., accepté. Late Miocene and Early Pliocene environments in the southwestern Black Sea region from high-resolution palynology of DSDP Site 380A (Leg 42B). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. et Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition; I, Conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 109-124.
- Posamentier, H.W. et Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition; II, Sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 125-154.
- Radan, S.C. et Radan, M., 1998. Study of the geomagnetic field structure in tertiary in the context of magnetostratigraphic scale elaboration. I- The Pliocene. *An. Inst. Geol. Rom.*, 70: 215-231.
- Rehault, J.P., 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale), Université de Pierre et Marie Curie (Paris 6), 132 pp.
- Rehault, J.P., Boillot, G. et Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3-4): 445-475.
- Riding, R., Braga, J.C. et Martin, J.M., 1999. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain. *Sedimentary Geology*, 123: 1-7.
- Riding, R., Braga, J.C. et Martin, J.M., 2000. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain: Reply. *Sedimentary Geology*, 133: 175-184.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J. et Wiles, R.L.F., 1996. Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2): 195-223.
- Robinson, A.G., Spadini, G., Cloetingh, S. et Rudat, J.H., 1995. Stratigraphic evolution of the Black sea : inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8): 821-835.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G. et Ben Moussa, A., 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 101-113.
- Rögl, F., 1998. Paleogeographic consideration for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus.*, 99(A): 279-310.
- Rögl, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica-Carpathica*, 50(4): 339-349.
- Rögl, F. et Steininger, F.F., 1983. Vom zerfall der Tethys zu Mediterrane und Paratethys. Die neogene paläogeographie und palinspastik des zirkum-mediterranean raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85(A): 135-163.
- Rögl, F., Steininger, F.F. et Müller, C., 1978. Middle miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (middle and eastern Europe). In: K.J. Hsü et L. Montadert (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 985-990.
- Ross, D.A., 1978. Summary of results of Black Sea drilling. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 1149-1178.
- Ross, D.A. et Neprochnov, Y.P., 1978. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1244 pp.
- Ross, D.A., Stoffers, P. et Trimonis, E.S., 1978. Black Sea sedimentary framework. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 359-372.

Bibliographie

- Ross, D.A., Uchupi, E., Prada, K.E. et Mac Ilvaine, J.C., 1974. Bathymetry and microtopography of the Black Sea. In: E.T. Degens et D.A. Ross (Editors), *The Black Sea, Geology, Chemistry, and Biology*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 20, Tulsa, pp. 1-10.
- Rouchy, J.M., 1982. La crise évaporitique messinienne de Méditerranée; nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle*, 4(3-4): 107-136.
- Rouchy, J.M., 1989. Sur la signification des évaporites messiniennes du domaine méditerranéen; une mise au point. *Comptes Rendus de la Société de Biogéographie*, 65(3): 107-122.
- Rouchy, J.-M. et Caruso, A., 2004. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: an integrated scenario, Coll. "The Messinian Salinity Crisis Revisited", Corte, abstracts: 74.
- Rouchy, J.M., Orzag-Sperber, F., Blanc-Valleron, M.M., Pierre, C., Rivière, M., Combourieu-Nebout, N. et Panayides, I., 2001. Paleoenvironmental changes at the Messinian-Pliocene boundary in the eastern Mediterranean (southern Cyprus basins): significance of the Messinian Lago-Mare. *Sedimentary Geology*, 145: 93-117.
- Ruggieri, G., 1967. The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea. In: C.G. Adams et D.V. Ager (Editors), *Aspect of Tethyan biogeography*. Publication of the Systematic Association, pp. 238-290.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23: 791-813.
- Ryan, W.B.F. et Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces-indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27: 193-230.
- Ryan, W.B.F. et Hsü, K.J., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (Part 1 & 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1447 pp.
- Sage, F., Deverchère, J., Von Gronefeld, G., Bigot-Cormier, F., Gaullier, V. et Maillard, A., 2002. Les effets de la crise messinienne sur les parties distales des marges nord-ligure, sarde et ouest-corse, Réunion des Sciences de la Terre (RST2002), April 9-12, Nantes (France).
- Sandulescu, M., 1978. The Moesian Platform and the North Dobrogean orogen. In: M. Lemoine (Editor), *Geological atlas of the alpine Europe and adjoining areas*. Elsevier, Amsterdam, pp. 427-460.
- Sandulescu, M. et Visarion, M., 2000. Crustal structure and evolution of the Carpathian-Western Black Sea areas. *First Break*, 18(3): 103-108.
- Santisteban, C. et Taberner, C., 1983. Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: The Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 140(3): 401-411.
- Savoye, B. et Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, 97: 279-304.
- Schrader, H.J., 1978. Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians, and chrysomonads. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 789-902.
- Semenenko, V.N. (Editor), 1987. Stratigraphic correlation of the Upper Miocene and Pliocene deposits of the Eastern Paratethys and Tethys. *Naukova Dumka*, Kiev.

- Semenenko, V.N. et Lyul'eva, S.A., 1978. Direct Mio-Pliocene correlations between the Eastern Paratethys and Tethys, Cenozoic stratigraphy of the Northern Black Sea area and the Crimea. Dnepropetr. Gos. Univ., Dnepropetrovsk, pp. 95-105.
- Semenenko, V.N. et Lyul'eva, S.A., 1982. Problems of direct correlation of Upper Miocene and Pliocene Deposits of the Eastern Paratethys and Tethys. *Izv. Akad. Nauk. USSR, Ser. Geol.*, 9: 61-71.
- Semenenko, V.N. et Pevzner, M.A., 1979. Upper Miocene and Pliocene correlations of the Pontian-Caspian region by biostratigraphic and paleomagnetic records. *Izv. Akad. Nauk. USSR, Ser. Geol.*, 1: 5-15.
- Semenenko, V.N. et Teslenko, Y.V., 1994. Geological events of the Eastern Paratethys at the Miocene-Pliocene boundary. *Geol. Zh.*, 1: 58-68.
- Senes, J., 1979. Correlation du Néogène de la Téthys et de la Paratéthys - Base de la reconstitution de la géodynamique de la région de la Méditerranée. *Geologica-Carpathica*, 30: 309-319.
- Sengör, A.M.C. et Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. et Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of the site 846. In: N.G. Pisias, L.A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson et T.H. Andel (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*, 138. Texas A & M University (Ocean Drilling Program), College Station, TX, pp. 337-355.
- Shimkus, K.M. et Trimonis, E.S., 1974. Modern sedimentation in Black Sea. In: E.T. Degens et D.A. Ross (Editors), *The Black Sea, Geology, Chemistry, and Biology*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 20, Tulsa, pp. 249-278.
- Sinclair, H.D., Juranov, S.G., Georgiev, G., Byrne, P. et Mountney, N.P., 1997. The Balkans thrusts wedge and foreland basin of the eastern Bulgaria: Structural and stratigraphic development. In: A.G. Robinson (Editor), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. AAPG memoir, Tulsa, pp. 91-114.
- Snel, E., Marunteanu, M., Macalet, R. et Meulenkamp, J.E., 2000. Late Miocene-Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic basin, Romania, 11th Congr. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Fes, pp. 41.
- Snel, E., Marunteanu, M. et Meulenkamp, J.E., accepté. Calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Upper Miocene and Lower Pliocene of the Northern Aegean (Orphanic Gulf - Strimon Basin Areas), Greece. *Sedimentology*.
- Sorokhtin, O.G., 1979. Geodinamika. In: O.G. Sorokhtin (Editor), *Okeanologiya. Geofizika Okeanskogo Dna*. Nauka, Moscow, pp. 375.
- Spadini, G., Robinson, A.G. et Cloetingh, S., 1996. Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution : pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266: 139-154.
- Spadini, G., Robinson, A.G. et Cloetingh, S., 1997. Thermomechanical modeling of the Black Sea Basin formation, subsidence, and sedimentation. In: A.G. Robinson (Editor), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. AAPG memoir, Tulsa, pp. 19-38.
- Steininger, F.F., 1987. Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys and Mediterranean Neogene stages. In: L.H. Royden et F. Horvath (Editors), *The Pannonian Basin: a study in basin evaluation*. AAPG Memoir, Tulsa, pp. 69-78.
- Steininger, F.F., 1999. Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones" (MN-Zones). In: G.E. Rössner et K. Heissig (Editors), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Dr. Friedrich Pfeil, Munich, pp. 9-24.

- Steininger, F.F. et Papp, A., 1979. Current biostratigraphic and radiometric correlations of Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s.str., Pannonian s.str., and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian Event in the Paratethys. *Newsl.-Stratigr.*, 8(2): 100-110.
- Steininger, F.F., Rögl, F. et Martini, E., 1976. Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concepts of the Central Paratethys. *Newsl.-Stratigr.*, 4: 174-202.
- Stoffers, P., Degens, E.T. et Trimonis, E.S., 1978. Stratigraphy and suggested ages of the Black Sea sediments cored during leg 42B. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 483-487.
- Stoffers, P. et Müller, G., 1978. Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments Leg 42B Deep Sea Drilling Project. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 373-390.
- Stoffers, P. et Müller, G., 1979. Carbonate rocks in the Black Sea bassin : indicators for shallow water and subaerial exposure during Miocene-Pliocene time. *Sedimentary Geology*, 23(1-4): 137-147.
- Suc, J.P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Russo-Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E. et Ferrier, J., 1995. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta Zool. cracov.*, 38(1): 3-16.
- Suc, J.P. et Bessais, E., 1990. Pérénité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci.*, 310(2): 1701-1707.
- Tambrea, D., Dinu, C. et Sampetean, E., 2002. Characteristics of the tectonics and lithostratigraphy of the Black Sea shelf, offshore Romania. In: C. Dinu et V. Mocanu (Editors), *Geology and tectonics of the Romanian Black Sea shelf and its hydrocarbon potential*. B.G.F Special Volume n°2, pp. 29-42.
- Tiedemann, R., Sarthein, M. et Shackleton, N.J., 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of the Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 9(4): 616-638.
- Traverse, A., 1978. Palynological analysis of DSDP Leg 42B (1975) cores from the Black Sea. In: D.A. Ross et Y.P. Neprochnov (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (part 2). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 993-1015.
- Vail, P., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. et Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: G. Einsele, W. Ricken et A. Seilacher (Editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659.
- Vail, P., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. et Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7: 1301-1321.
- Van Vugt, N., Langereis, C.G. et Hilgen, F.J., 2001. Orbital forcing in Pliocene-Pleistocene Mediterranean lacustrine deposits: dominant expression of eccentricity versus precession. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 193-205.
- Vardapetyan, A.N., 1981. Pozdnekainozoiskaya tektonika plit chernomorsko-Karpiiskogo region, Moscow, 24 pp.
- Weijermars, R., 1988. Neogene tectonics in the Western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event. *Tectonophysics*, 148(3-4): 211-219.

Bibliographie

- Weimer, R.J., 1988. Record of relative sea-level changes; Cretaceous of Western Interior, USA. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Sea-level changes; an integrated approach. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 285-288.
- Wescott, W.A., 1993. Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems - Some implication for sequence stratigraphy. AAPG Bulletin, 77: 1208-1218.
- Wong, H.K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P. et Rahn, C., 1994. Morphology of the post-Chaudian (Late Pleistocene) evolution of the submarine Danube fan complex. Terra Nova, 6: 502-511.
- Ylmaz, Y., Tüysüz, O., Yigitbas, E., Can Genç, S. et Sengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic evolution of the Pontides. In: A.G. Robinson (Editor), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG memoir, Tulsa, pp. 183-226.
- Zonenshain, L.P. et Le Pichon, X., 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. Tectonophysics, 123: 181-211.
- Zubakov, V.A., 1990. Global'nye klimaticheskie sobytiya neogena (Global climatic evnets of the Neogene). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Zubakov, V.A., 2000. The Pliocene of the Pontic-Caspian region and its correlation. Stratigraphy and Geological Correlation, 8(1): 60-76.

ANNEXES

Annexe 1. Préparation des données sismiques BlaSON 1

I. La récupération des données : SE LOGGER SUR SUN

Le centre Ifremer de Brest dispose d'un serveur de fichier permettant l'archivage/désarchivage de données. L'ensemble des données BlaSON y sont archivées et vont pouvoir y être récupérées en utilisant l'application Dorostore. Les fichiers que nous souhaitons récupérer sont les fichiers contenant les paramètres de mesure de l'enregistrement (**.par**) et les fichiers contenant l'enregistrement des traces (**.tra**), à chaque profil correspondant un ou plusieurs couples de fichiers **.par** et **.tra**.

Avant de récupérer les données, il s'agit de savoir où elles se trouvent. Il suffit pour cela de consulter le « catalogue » : **blasonarch.txt** .

cd /home3/cerigo/blason (gagner le répertoire indiqué).

txt blasonarch.txt (éditer ce fichier).

Noter le n° de l'archive qui nous intéresse.

Restitution sous Dorostore :

gmarch (lancement du logiciel).

Login :

Domain : brest.ifremer.fr

Password :

 Aller dans ARCH_GM

 En mode recherche

renseigner n° archive

action

rechercher

l'archive apparaît

En mode restitution

 action

 restituer

fichiers recherchés renseigner le nom du répertoire courant contenant à l'origine le ou les

 return

 sélectionner le ou les fichiers

 restituer (en bas à droite)

Nouvelle fenêtre

 indiquer le chemin de restitution (répertoire de destination)

 ok

Nous aurons aussi besoin du fichier **blason98_nav.xy** se trouvant dans l'archive n°. 504894.

Une fois les fichiers restitués, nous pouvons quitter Dorostore.

Remarque : il est inutile de récupérer les fichiers **.Nav**, puisque nous utiliserons l'unique fichier **blason98_nav.xy**.

II. La préparation des données : SE LOGGER SUR SUN

Une fois les données récupérées, nous nous retrouvons donc avec des fichiers de types : **monfichier.tra**, **monfichier.par**, correspondant à un profil (ou une partie de profil) et le fichier **navblason98_nav.xy** contenant la totalité de la navigation blason lissée que l'on utilisera pour tous les profils.

1) Sous Sithere les fichiers **.par** et **.tra** vont être transformés par le biais de la commande *dlp2sg* en fichiers au format SEG-Y (fichier **.seg**).

/home4/gmsun/licom/bin/sithere (lancement du logiciel).

Lire les informations relatives au profil en utilisant *lecheu \$ monfichier (sans extension)*. Noter ces informations qui permettront de paramétrer les commandes qui suivent.

dlp2sg \$ (conversion **.par** et **.tra** en **.seg**).

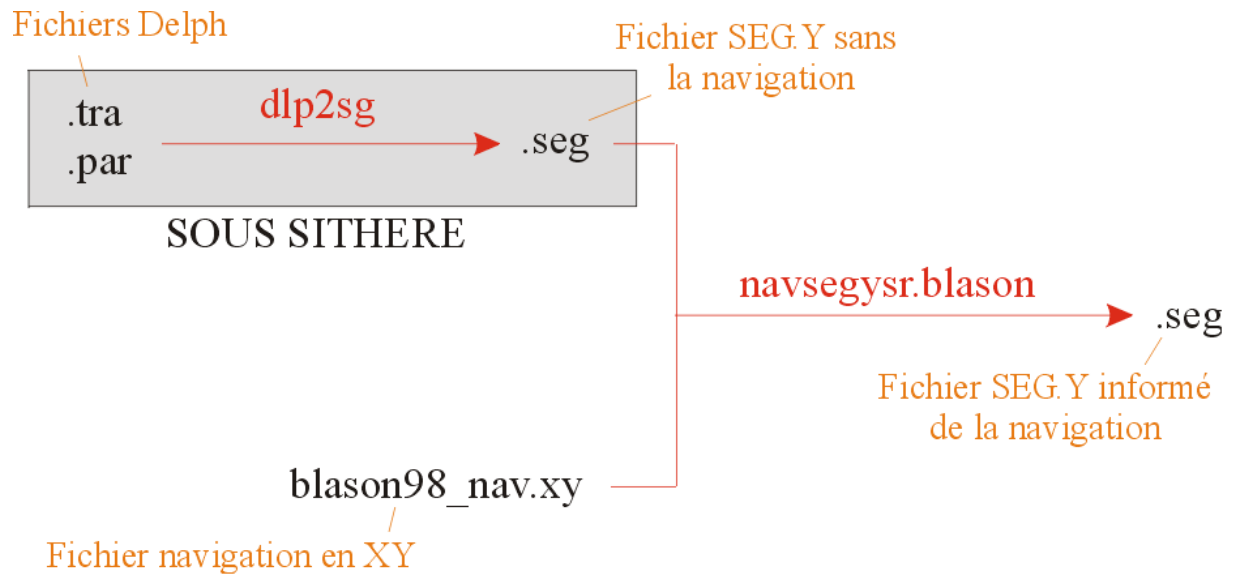
2) Une fois sortie de Sithere, nous lançons le programme *nav2segysr.blason* permettant l'écriture de la navigation dans les fichiers **.seg** (format SEG-Y). Renseigner précisément les dates et heures de début, ainsi que le nombre de tirs !

Ce sont ces fichiers **.seg** « finaux » qui constitueront la base de données pour le traitement de chaque profil (Line) sous le logiciel Promax.

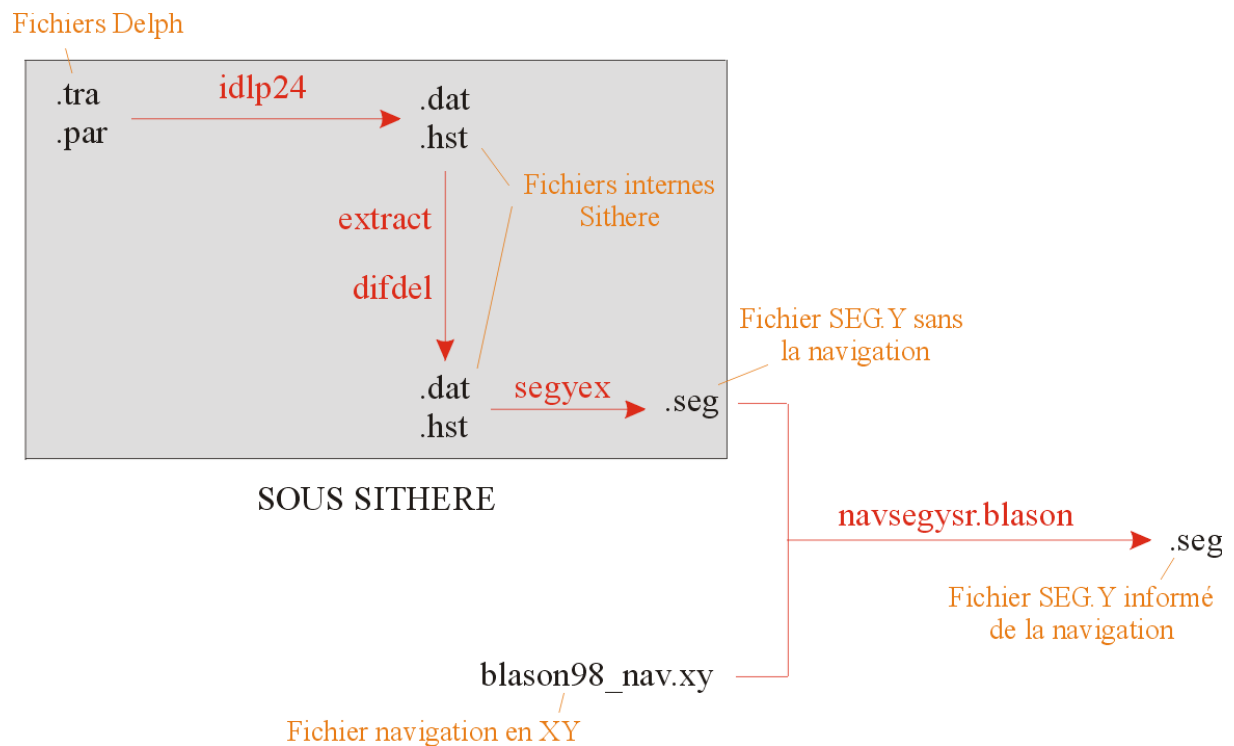
Remarque : le fichier cap ne servira à rien, on peut l'effacer dès le programme exécuté.

Effacer ensuite les fichiers **.tra** et **.par** qui ne serviront plus et qui sont de toutes façon déjà archivés... ne restent que les fichiers **.seg** "finaux".

Récapitulatifs des opérations :



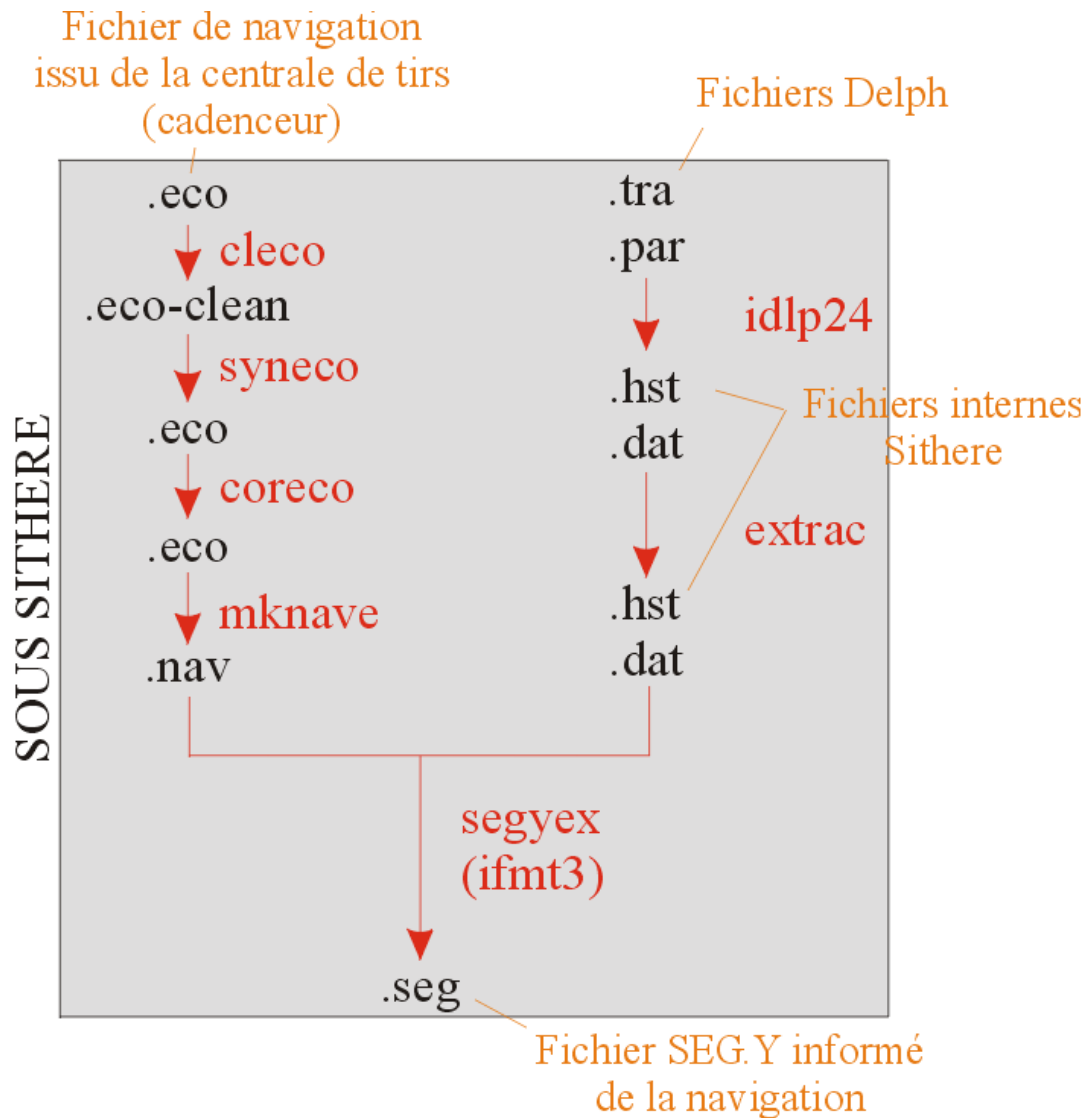
Pour les profils dont le délai a varié à l'acquisition, il faut suivre la procédure suivante :



Annexe 2. Préparation des données sismiques BlaSON 2

N°1 : procédure usuelle pour la préparation des données BlaSON 2 avant traitement sous Promax.

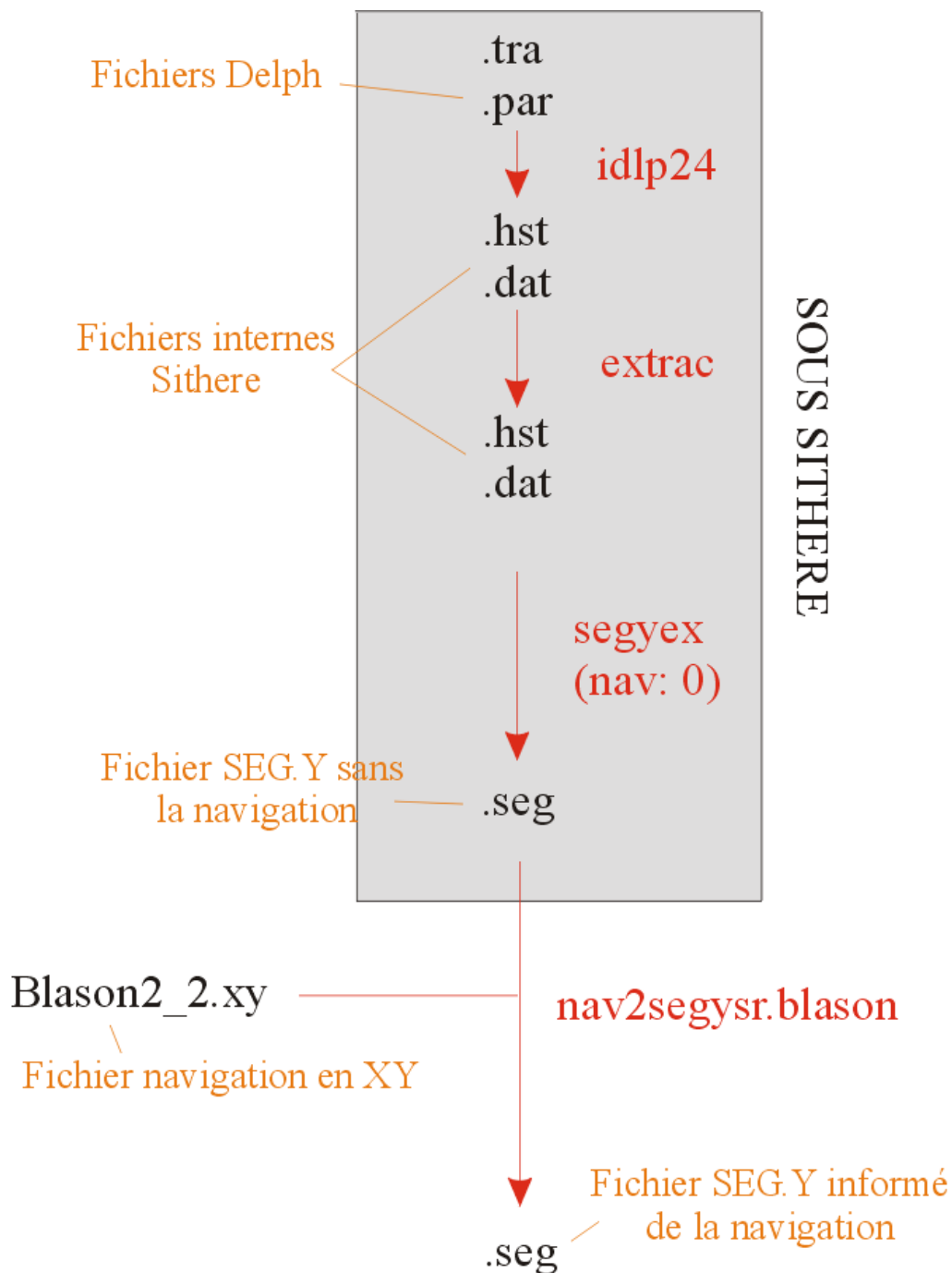
Cette procédure s'effectue en intégralité sous Sithere:



Les paramètres de projection du fichier eco sont :

UTM
WGS-84
E 30°
x₀ : 331792.11
y₀ : 4540683.51

N°2 : procédure de secours:



Les paramètres de projection pour le fichier BlaSON2_2.xy sont :

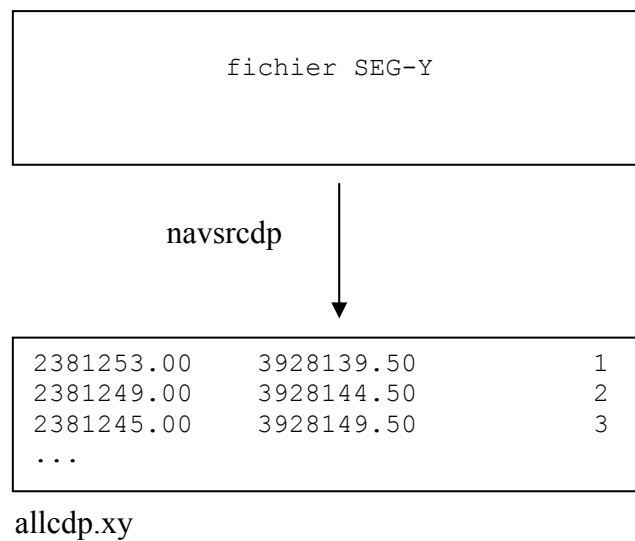
Mercator
WGS-84
N 40°

x_0 : 0
 y_0 : 0

Annexe 3. Elaboration à partir d'un fichier Segy d'une carte des CDP sous Caraïbes

la procédure pour obtenir une carte de la position des CDP des profils de sismique multitraces stackés est décrite ci-après. L'opération consiste à élaborer, à partir d'un fichier SEG-Y de profil sismique, un fichier 'chemin' contenant la position en coordonnées géographiques des CDP correspondants et directement importable dans le logiciel cartographique Caraïbes.

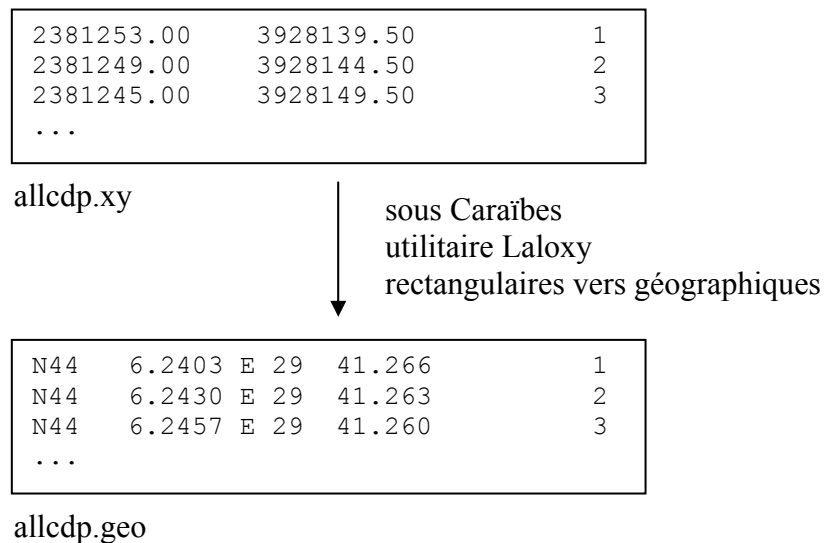
I. Extraction des coordonnées rectangulaires



Cette première étape consiste à extraire du fichier SEG-Y, et grâce au programme *navsrcdp*, la position en coordonnées rectangulaires (xy) de tous les CDP du profil en question.

Remarque : le programme *navsrcdp* se trouve dans le répertoire *home/gm_services/licom/fairie/bin*.

II. Conversion en coordonnées géographiques



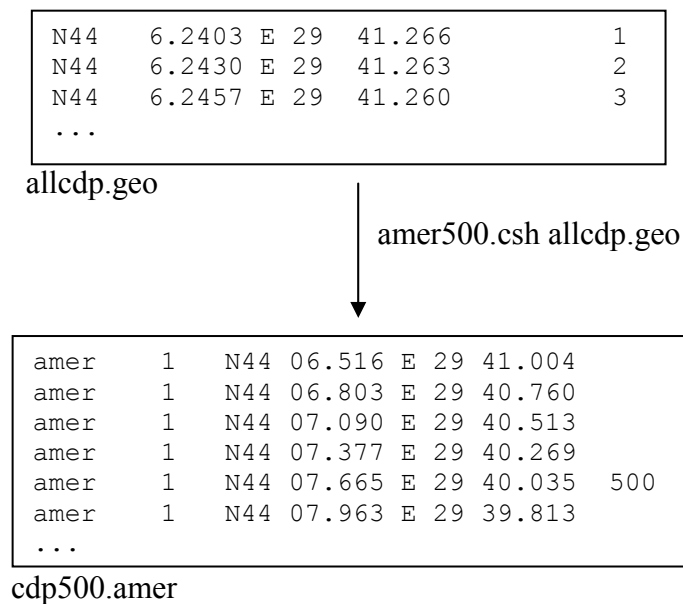
Ici l'utilitaire Laloxy du logiciel Caraïbes permet de convertir les coordonnées rectangulaires du fichier allcdp.xy en coordonnées géographiques. Le fichier obtenu (allcdp.geo) contient la position de l'intégralité des CDP exprimée en coordonnées géographiques.

Remarque : il est essentiel de connaître pour cette étape les paramètres de projection du fichier de navigation utilisé lors du traitement du dit profil. Ces paramètres sont généralement les mêmes que ceux pris en compte lors de l'acquisition des données.

III. Elaboration du fichier 'chemin' final (format Caraïbes)

Le fichier (allcdp.geo) tel qu'il est ne peut être exploité directement sous Caraïbes tout d'abord parce qu'il n'est pas au bon format, mais surtout parce qu'il contient les coordonnées de l'intégralité des CDP du profil. Un CDP tous les 100 suffira largement pour assurer une bonne corrélation carte / profil.

Le script awk utilisé ci-après permet d'une part d'extraire un CDP tous les 100, et de laisser une annotation (n° CDP) tous les 500, et d'autre part de mettre le fichier au format 'chemin' (voir ci-dessous) du logiciel Caraïbes.



La commande *amer500.csh* est un raccourci permettant d'exécuter le script awk en paramétrant directement le fichier en entrée (*allcdp.geo*).

Le raccourci : *amer500.csh*

```
#!/bin/csh

awk -f amer500.awk $1 >> cdp500.amer
```

Le script awk : *cdp500.amer*

```
#-----
#awk: Amer
#obtention, par extraction de coordonnees de cdp au format degre-minutes, d'un fichier
#au format "amer" pour visualisation sous caraibes
#-----

BEGIN { }
{

#-----
#marque tous les 100, sauf multiple 500
#-----

if (int($6/100)*100-$6==0 && int($6/500)*500-$6!=0) {
    printf ("%s  %s  %s %06.3f %s %s %06.3f\n", "amer", "1",$1,$2,$3,$4,$5) ;
}

#-----
#annotation tous les 500
#-----

if (int($6/500)*500-$6==0) {
    printf ("%s  %s  %s %06.3f %s %s %06.3f %s\n", "amer", "1",$1,$2,$3,$4,$5,$6) ;
}
}
END { }
```

IV. Elaboration de la carte sous Caraïbes

La dernière étape permet enfin de visualiser la position des CDP sur un fond cartographique. Il suffit pour cela d'importer comme un fichier "chemin" (edition) le fichier obtenue dans un module *visual* (par exemple : Nav → visual) du logiciel Caraïbes. La position des CDP pourra y être associée à un certain nombre d'autres "thèmes": navigation, bathymétrie, trait de côte, autre fichier "chemin"...

Annexe 4. Validation de l'utilisation des vitesses de stack des données BlaSON pour la conversion des données de profondeur (m) des forages en trajet-temps double (ms)

Forages	Profondeur (m)	Trajet-temps double d'après les mesures in-situ (ms)	Trajet-temps double d'après les vitesses de stack (ms)	Ecart (ms)	Pourcentage d'erreur (%)
Sinoe 30	356	450	420	30	6,666666
	561	650	630	20	3,076923
	631	700	699	1	0,142857
	1854	1860	1623	237	12,74193
Egreta 14	479	600	559	41	6,833333
	542	668	625	43	6,437125
Lebada 08	1443	1540	1362	178	11,55844
	1680	1690	1540	150	8,875739
Venus 50	445	585	507	78	13,33333
Midia 12	1605	1560	1494	66	4,230769
	2912	2580	2382	198	7,674418
	3059	2730	2482	248	9,084249
Tomis 10	1307	1287	1261	26	2,020202
	1447	1391	1380	11	0,790797
	1965	1776	1817	-41	-2,308558
Corbu 17	415	520	473	47	9,038461
	706	820	738	82	10
	1060	1080	1040	40	3,703703
Lotus 18	646	745	690	55	7,382550
	676	780	720	60	7,692307
	1009	1130	998	132	11,68141
	1297	1330	1238	92	6,917293
	1741	1610	1600	10	0,621118
	1811	1640	1656	-16	-0,975609
Poseidon 24	331	360	399	-39	-10,83333
	741	840	816	24	2,857142
	2116	2125	2066	59	2,776470
	2376	2260	2291	-31	-1,371681
	2655	2380	2533	-153	-6,428571
Heraclea 15	1410	1510	1400	110	7,284768
Lebada 25	2107	2075	1991	84	4,048192
	2560	2285	2365	-80	-3,501094
Portita 11	435	500	504	-4	-0,8
	1446	1550	1342	208	13,41935
	1646	1670	1480	190	11,37724
Albatros 40	251	330	297,5	32,5	9,848484
	354	440	415,5	24,5	5,568181
Heraclea 13	382	490	456	34	6,938775
	1337	1350	1373	-23	-1,703703
	1680	1605	1690	-85	-5,295950
Ovidiu	1174	1250	1277	-27	-2,16
			Erreur absolue moyenne	6,097579579	

LISTE DES FIGURES

Figure I-1. Situation générale de la mer Noire. 1, Gibraltar; 2, Dardanelles; 3, Bosphore.	6
Figure I-2. Provinces physiographiques de la mer Noire modifiées de Ross [Ross et al., 1974] et Panin [Panin, 1997].	7
Figure I-3. Bathymétrie de la mer Noire, d'après les données de la base GEBCO [IOC et al., 2003].	8
Figure I-4. Carte structurale de la Mer Noire d'après Okay et Robinson [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996].	10
Figure I-5. La <i>Breack-up unconformity</i> . Cette discontinuité sismique correspond à la base des sédiments post-rift dans les deux bassins. Selon les modèles cinématiques, cette surface est synchrone ou non à l'échelle du bassin. On retrouve sur cette figure les principales structures identifiées sur la Figure I-4. Cartographie basée sur l'interprétation de plus de 50 000 km de lignes sismiques industrielles. Image modifiée de Robinson et al [Robinson et al., 1995].	11
Figure I-6. Reconstruction cinématique de l'ouverture de la mer Noire selon Okay et al [Okay et al., 1994].	13
Figure I-7. Bassin drainant de la mer Noire	15
Figure I-8. Coupe géologique de la mer Noire [Finetti et al., 1988].	16
Figure I-9. Modèle stratigraphique de la mer Noire d'après Robinson et al [Robinson et al., 1995].	20
Figure I-10. Modèle 1D de l'évolution de la subsidence en Mer Noire. 1- paléoprofondeur d'eau, 2- subsidence totale, 3- subsidence tectonique, 4- taux de subsidence tectonique [Nikishin et al., 2003].	21
Figure I-11. Configuration des trois domaines de la Paratéthis au cours du Miocène, modifié de Steininger et Papp [Steininger and Papp, 1979].	23
Figure I-12. Bassins actuels, vestiges de la Paratéthis.	23
Figure I-13. Les étages régionaux des différents domaines paratéthisiens. Proposition de corrélation avec l'échelle chronostratigraphique standard méditerranéenne, compilation de Jones et Simmons [Jones and Simmons, 1997].	24

Liste des figures

- Figure I-14. Reconstructions paléogéographiques au début de l'Oligocène (A), au Rupélien (B), à l'Aquitaniien (C) et à la fin du Burdigalien (D), modifié de [Rögl, 1999] et [Meulenkamp and Sissingh, 2003]. _____ 26
- Figure I-15. Reconstructions paléogéographiques au début du Badénien (E), au Badénien moyen (F), au Badénien terminal (G) et au Sarmatien (H), modifié de [Rögl, 1999] et [Meulenkamp and Sissingh, 2003]. _____ 28
- Figure I-16. Reconstructions paléogéographiques au Tortonien (I), au Messinien (J) et au Pliocène (K). I et K: modifiés de [Meulenkamp and Sissingh, 2003]. J: synthèse d'après [Rögl and Steininger, 1983; Rouchy, 1989] et les références citées dans le texte. _____ 29
- Figure I-17. Corrélations chronostratigraphiques classiquement admises entre l'échelle standard méditerranéenne et les échelles régionales paratéthysiennes. Compilation personnelle, d'après [Berggren et al., 1995; Harzhauser et al., 2002; Jones and Simmons, 1997; Meulenkamp and Sissingh, 2000; Rögl, 1998; Steininger, 1999]. _____ 33
- Figure I-18. Corrélations chronostratigraphiques entre la Méditerranée et le bassin Dacique depuis 18 Ma basée sur les influx de nannoplanctons méditerranéens. Compilation modifiée de Clauzon, Suc et Popescu (communications personnelles et [Popescu, 2001], d'après [Drivaliari et al., 1997; Marunteanu, 1992; Marunteanu and Papaianopol, 1998; Papaianopol and Marunteanu, 1993]) _____ 34
- Figure I-19. Récente révision du calage de la chronostratigraphie du Miocène terminal et du Pliocène basal du bassin Dacique par rapport à celle de la Méditerranée d'après les travaux de Snel [Snel et al., 2000] et de Clauzon et al. [Clauzon et al., Accepted]. Remarquez la position du Bosphorien (dernière subdivision du Pontien) à "cheval" sur la limite Mio-Pliocène. _____ 35
- Figure I-20. Corrélations des étages régionaux russes (région ponto-caspienne) du Miocène supérieur et Pliocène avec l'échelle stratigraphique méditerranéenne : (1) échelle stratigraphique standard méditerranéenne d'après [Berggren et al., 1995], (2) tentative de corrélation d'après [Chumakov, 2000], (3) tentative de corrélation et (4) proposition de redéfinition des étages régionaux russes d'après [Zubakov, 2000]. _____ 36
- Figure I-21. Physiographie des communications entre la Méditerranée et l'océan Atlantique avant la Crise de Salinité Messinienne [Benson et al., 1991] modifié de [Santisteban and Taberner, 1983]. _____ 43
- Figure I-22. La surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion. Profils sismiques transverse (A) et longitudinal (B) illustrant la discordance érosive messinienne à la limite entre les séries plio-quaternaires (blanc) et miocènes (grisé), d'après Lofi [Lofi, 2002]. 45
- Figure I-23. Répartition géographiques des évaporites messiniennes méditerranéennes (bassinales et périphériques), d'après [Busson, 1990] modifié de [Rouchy, 1989]. _____ 47
- Figure I-24. Comparaison entre les deux modèles [Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999b] dérivés du *Deep Desiccated Basin Model* [Hsü et al., 1973a], modifié de [Rouchy et Caruso, 2004]. _____ 47

Liste des figures

Figure I-25. Forages du leg DSDP 42B: lithologie, chronostratigraphie et corrélation lithologique des puits 379, 380 et 381, d'après Hsü [Hsü, 1978b].	50
Figure I-26. Sédiments détritico-évaporitiques de l'unité IVd (forage 380): A, blocs dolomitiques allochtones; B, dolomie stromatolitique litée supposée en place; C, brèches à fragments anguleux (<i>pebbly brechia</i>).	51
Figure I-27. Région du détroit de Kertch.	55
Figure I-28. Le bassin dacique: situation des différents forages, coupes et affleurements, modifié de [Clauzon et al., Accepted].	57
Figure I-29. Structure type d'un <i>Gilbert delta</i> zancéen [Clauzon, 1990; Clauzon et al., 1995]. Surfaces : 1, surface d'érosion messinienne; 2, transition marin/continental; 3, surface d'abandon. Unités sédimentaires: a, <i>bottom set beds</i> silteux; b, <i>fore set beds</i> conglomératiques; c, <i>top set beds</i> sableux à conglomératiques.	58
Figure I-30. Coupe synthétique du <i>Gilbert delta</i> des "Portes de fer" [Clauzon et al., Accepted]. Lithologie: 1, socle carpatique; 2, <i>bottom set beds</i> silteux; 3, <i>fore set beds</i> conglomératiques à matrice sableuse; 4, <i>top set beds</i> argilo-sableux incluant des niveaux à lignites. Magnétostratigraphie: T, Thevara (C3n.4n); S, Sidufjall (C3n.3n); N, Nunivak (C3n;2n); C, Cochiti (C3n.1n); G, 1 ^{er} événement normal de la période Gauss (C2An.3n).	59
Figure II-1. Plan de position des missions BlaSON 1 et 2 de l'Ifremer.	65
Figure II-2. Plan de position des lignes 6 lignes sismiques industrielles Petrom	66
Figure II-3. Plan de position des forages sur les marges occidentales de la mer Noire. Parmi les 31 forages disponibles, 26 ont pu être utilisés dans cette étude.	69
Figure II-4. Analyse de vitesse des données HR BlaSON (A) et traces du CDP correspondant: B, avant NMO (correction dynamique); C, après NMO.	73
Figure II-5. Forage 380: vitesses mesurées sur échantillons et intervalles de vitesses définis	77
Figure II-6. Les relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence, d'après [Mitchum et al., 1977].	79
Figure II-7. Notion d'accommodation et d'espace disponible, modifié de [Vail et al., 1987].	81
Figure II-8. Zone acoustiquement sourde sur la sismique haute résolution BlaSON. L'effet de masque est du à la présence de gaz en subsurface.	83
Figure II-9. Cartographie des zones acoustiquement sourde sur les plateau roumano-ukrainien et bulgare d'après les données de sismique HR BlaSON 1 et 2.	84
Figure II-10. Les échelles stratigraphiques utilisées dans cette étude et leurs corrélations.	86

Liste des figures

Figure III-1. Les deux principales zones d'étude sur les marges occidentales de la mer Noire.	88
Figure III-2. Synthèse litho-stratigraphique de la plate-forme roumaine d'après les informations issues des forages off-shore roumains. Description lithologique d'après [Robinson et al., 1996; Tambrea et al., 2002 et Jipa, communication personnelle].	93
Figure III-3. Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque de la plate-forme roumaine. Coupe longitudinale A-B et plan de position des deux coupes.	94
Figure III-4. Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque de la plate-forme roumaine. Coupe transversale C-D.	95
Figure III-5. Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque de la plate-forme roumaine. Vues en "3D" de l'intersection des coupes A-B et C-D. En haut, vu du Sud, en bas, vu de l'Est.	96
Figure III-6. Plan de position des 6 lignes sismiques industrielles roumaines et des 9 forages permettant leur calage stratigraphique.	98
Figure III-7. Unités stratigraphiques et limites sismiques associées identifiées sur la sismique industrielle roumaine.	99
Figure III-8. Cartographie des failles profondes affectant la plate-forme roumaine, modifiée de Dinu et al [Dinu et al., 2002].	104
Figure III-9. Profil sismique industriel 426-88 et son interprétation.	111
Figure III-10. Profil sismique industriel 17-39 et son interprétation.	112
Figure III-11. Profil de sismique industrielle 96-81 et son interprétation.	113
Figure III-12. Profil sismique industriel 300-84 et son interprétation.	114
Figure III-13. Profil sismique industriel 459-89 / 941-10 et son interprétation.	115
Figure III-14. Profil sismique industriel 307-84 / 941-09 et son interprétation.	116
Figure III-15. Les 3 zones d'études HR sur la plate-forme roumano-ukrainienne.	118
Figure III-16. Unités stratigraphiques, limites sismiques et unités sismiques associées identifiées grâce à la sismique HR BlaSON sur la plate-forme nord-ouest de la mer Noire (zone dite roumano-ukrainienne).	119
Figure III-17. La zone Istria et les profils HR présentés.	120
Figure III-18. Profil HR BlaSON b078 et son interprétation.	127
Figure III-19. Profil HR BlaSON b080 et son interprétation.	128

Liste des figures

Figure III-20. Profil HR BlaSON b077 et son interprétation.	129
Figure III-21. Profil HR BlaSON b002 et son interprétation.	130
Figure III-22. Profil HR BlaSON b2.060 et son interprétation.	131
Figure III-23. Profil HR BlaSON b010 et son interprétation.	132
Figure III-24. Profil HR BlaSON b009 et son interprétation.	133
Figure III-25. Profil HR BlaSON b011 et son interprétation.	134
Figure III-26. Profil HR BlaSON b004 et son interprétation.	135
Figure III-27. Zone Constantza et profils HR présentés.	137
Figure III-28. Profil HR BlaSON b038 et son interprétation.	141
Figure III-29. Profil HR BlaSON b2.063 et son interprétation.	142
Figure III-30. Profil HR BlaSON b2.064 et son interprétation.	143
Figure III-31. Zone Kalamit et profils HR présentés.	146
Figure III-32. Interprétation structurale d'après la carte de la <i>Break-up unconformity</i> , modifiée de [Robinson et al., 1996].	146
Figure III-33. Profil HR BlaSON b080 et son interprétation.	151
Figure III-34. Profil HR BlaSON b081 et son interprétation.	152
Figure III-35. Profil HR BlaSON b082 et son interprétation.	153
Figure III-36. Profil HR BlaSON b2.096 et son interprétation.	154
Figure III-37. Profil HR BlaSON b015 et son interprétation.	155
Figure III-38. Profil HR BlaSON b044 et son interprétation.	156
Figure III-39. Profil HR BlaSON b043 et son interprétation.	157
Figure III-40. Profil HR BlaSON b016 et son interprétation.	158
Figure III-41. Profil HR BlaSON b005 et son interprétation.	159
Figure III-42. Profil HR BlaSON b006 et son interprétation.	160
Figure III-43. Coupe géologique synthétique de la plate-forme roumano-ukrainienne.	162
Figure III-44. La surface composite M et ses composantes.	163

Liste des figures

Figure III-45. Cartes isohypses de la surface d'érosion IPU (temps-double ms). _____	166
Figure III-46. Caractérisation des incisions associées à l'IPU et de leur remplissage. _____	166
Figure III-47. Carte des canyons du Dacien et du Romano-Quaternaire. _____	168
Figure III-48. Unités stratigraphiques, limites sismiques et unités sismiques associées identifiées grâce à la sismique HR BlaSON sur la zone dite bulgare-turque. _____	171
Figure III-49. La zone bulgare-turque et les profils HR présentés. _____	171
Figure III-50. Stratigraphie et lithologie des forages Karadeniz et Igneada. _____	173
Figure III-51. Corrélation par projection du forage Igneada avec les profils b2.051 et b2.056. _____	174
Figure III-52. Profil HR BlaSON b2.051 et son interprétation. _____	175
Figure III-53. Profil HR BlaSON b2.056 et son interprétation. _____	176
Figure III-54. Profil HR BlaSON b2.055 et son interprétation. _____	177
Figure III-55. Profil HR BlaSON b2.052 et sa double interprétation. _____	179
Figure III-56. Stratigraphie et lithologie des forages DSDP 380 et 381. _____	182
Figure III-57. Profils HR BlaSON b2.050 et b2.051 et leur interprétation. _____	183
Figure IV-1. Les trois hypothèses relatives à l'origine des surfaces d'érosion E et O, illustrées au travers du cas de la surface O (base de l'Oligocène). _____	191
Figure IV-2. Formation et évolution des surfaces d'érosion E et O selon l'hypothèse de l'origine sous-marine. _____	194
Figure IV-3. Les trois hypothèses relatives à l'origine de la surface d'érosion M.i. _____	199
Figure IV-4. Hypothèse retenue pour la mise en place de la surface d'érosion majeure à la base du Miocène moyen (surface M.i). _____	200
Figure IV-5. Corrélation stratigraphique entre la surface d'érosion messinienne identifiée sur la marge bulgare-turque avec la discontinuité IPU identifiée sur la marge roumano-ukrainienne. Corrélations basées sur les travaux de Snel et Clauzon [Clauzon et al., Accepted; Snel et al., 2000]. _____	209
Figure IV-6. Identification de la surface d'érosion messinienne sur deux marges distinctes de la mer Noire: marges roumano-ukrainienne et marge bulgare-turque. _____	210
Figure IV-7. Les 5 hypothèses relatives à l'exutoire du Danube lors de la crise messinienne en mer Noire et mer Méditerranée. Remarque: cette figure, qui remplace les différentes	

Liste des figures

hypothèses dans le contexte topographique actuel, n'a pas de valeur paléogéographique.	215
Figure IV-8. Hypothèse 1 : Le Danube piégé dans le bassin Dacique	216
Figure IV-9. Hypothèse 2: le Danube messinien atteint la mer Noire via Galati et érode le rebord de plateau	216
Figure IV-10. Les deux hypothèses relatives à la remise en eaux de la Paratéthys orientale suite à l'événement messinien.	221